

**CARTE
GÉOLOGIQUE
DE LA FRANCE
A 1/50 000**

**BUREAU DE
RECHERCHES
GÉOLOGIQUES
ET MINIÈRES**

BÉDARIEUX



BRGM

**MINISTÈRE DE L'INDUSTRIE
DES P et T ET DU TOURISME**
BUREAU DE RECHERCHES GÉOLOGIQUES ET MINIÈRES
SERVICE GÉOLOGIQUE NATIONAL
Boîte postale 6009 - 45060 Orléans Cedex 2 - France

NOTICE EXPLICATIVE DE LA FEUILLE

BÉDARIEUX A 1/50 000

par

S. BOGDANOFF, M. DONNOT, F. ELLENBERGER

1984

SOMMAIRE

INTRODUCTION	5
<i>PRÉSENTATION GÉOGRAPHIQUE SOMMAIRE</i>	5
DESCRIPTION LITHOSTRATIGRAPHIQUE	6
<i>TERRAINS MÉTAMORPHIQUES ET CRISTALLINS</i>	6
Zone axiale de la Montagne Noire s.s.	6
Enveloppe orientale de la zone axiale : Série de Lamalou—Saint-Gervais	10
Bordure sud de la zone axiale	16
Granite du Mendic (Cambrien)	20
Filons et pegmatites	21
Données géochimiques	23
<i>TERRAINS SÉDIMENTAIRES ET FORMATIONS VOLCANIQUES</i>	24
Formations primaires	24
Formations secondaires	40
Formations tertiaires	47
Volcanisme d'âge fin tertiaire à quaternaire	47
Formations quaternaires et superficielles	50
TECTONIQUE	52
MÉTAMORPHISME	67
VÉGÉTATION ET CULTURES	77
DOCUMENTATION COMPLÉMENTAIRE	79
<i>HYDROGÉOLOGIE</i>	79
<i>SITES CLASSIQUES ET ITINÉRAIRES</i>	82
<i>GITES MINÉRAUX</i>	83
<i>ANALYSES CHIMIQUES</i>	90
<i>BIBLIOGRAPHIE</i>	95
<i>DOCUMENTS ET COLLECTIONS CONSULTABLES</i>	103
AUTEURS DE LA NOTICE	103
ERRATA	104

INTRODUCTION

Le territoire couvert par la feuille Bédarieux comprend un ensemble exceptionnellement varié de terrains et de formations qui se répartissent (voir schéma structural) en sous-ensembles tranchés :

— le fossé mésozoïque de Bédarieux est lui-même subdivisé en deux : le fossé proprement dit au Sud et le plateau de Dio—Bernagues au Nord-Est, partie de l'Escandorgue qui se rattache plus au Nord au causse du Larzac ;

— entre ces deux régions mésozoïques, le Permien affleure largement, dépendance occidentale du bassin permien de Lodève ;

— prolongeant en quelque sorte ce dernier vers l'Ouest, le bassin stéphanien de Graissessac forme un « sillon houiller » profond et étroit, à cheval sur une zone majeure de dislocations tardi-hercyniennes ;

— tout le reste de la feuille est formé par un socle hercynien très diversifié. Celui-ci, situé entre la ligne de dislocations précitée et une autre assez similaire au Sud, constitue la zone axiale de la Montagne Noire qui se termine ici par une double antiforme granito-gneissique, plongeant axialement vers l'Est sous une enveloppe de métasédiments (*Schistes X*) ; celle-ci est elle-même recouverte tectoniquement par l'unité des monts de Saint-Gervais, à écaillages intérieurs.

• Au Nord du sillon houiller de Graissessac, affleure une partie du vaste ensemble des unités tangentielles à matériel sédimentaire d'âge infracambrien (?) à paléozoïque inférieur, constituant le versant nord de la Montagne Noire. Le granite du Mendic anté-orogénique est intrusif dans l'unité la plus orientale.

• Au Sud, la zone axiale est bordée tout d'abord par plusieurs lanières tectoniques réputées « *parautochtones* » (*Schistes X*), puis par les unités allochtones appartenant au versant sud de la Montagne Noire.

— enfin, à l'extrême Est de la feuille, on note les appareils volcaniques plio-quadernaires de la *trainée basaltique de l'Escandorgue*.

PRÉSENTATION GÉOGRAPHIQUE SOMMAIRE

Le territoire couvert par la feuille Bédarieux présente deux types tranchés de climat et donc de végétation et de conditions d'affleurement, en gros délimités par une diagonale SW—NE : au Sud et au Sud-Est règne le climat méditerranéen a été très secs ; les roches en place se couvrent volontiers de chênes verts (*Quercus ilex*), de bruyères arborescentes, etc. Au contraire, le climat des plateaux et des hautes vallées du Nord-Ouest est de type atlantique atténué, à hivers froids en altitude. Les versants en sols profonds sur gneiss et schistes étaient naguère cultivés en belles châtaigneraies en terrasses, actuellement à l'abandon.

Le relief de la région est lui aussi très différencié. Les cours d'eau du versant hydrographique atlantique n'ont que mollement creusé leurs vallons dans l'ancienne haute pénéplaine ou pédiplaine soulevée (encore largement conservée sur l'Espinouse et le Caroux *s.str.*). Ceux du versant méditerranéen ont tantôt déjà déblayé de larges fonds de vallée ou bassins (val de l'Orb entre le Poujol et Bédarieux, bassin permien en aval du Bousquet-d'Orb), tantôt ciselé des vallées étroites parfois encaissées en gorges (moyenne vallée de la Mare, de l'Orb et ses affluents en amont du Pont-d'Orb, Jaur, etc.).

Le versant méridional du Caroux est incisé par des gorges spectaculaires, de relief alpin, guidées par des fractures subméridiennes génératrices d'altérations hydrothermales des épontes en profondeur et canalisant les traits de scie de l'érosion. La vigueur extrême de celle-ci est peut-être liée à une flexuration néotectonique ou à un rejeu récent de la faille du Poujol. De plus, pour les gorges de Colombières et de Madale, des captures toutes récentes sont intervenues.

A l'échelle des images de satellites, le couloir est-ouest Orb-Jaur est un trait saillant, peut-être en rapport avec une microfracturation générale et en tout cas avec une fracturation induite par les jeux tardihercyniens à récents du couloir d'accidents tectoniques de ce linéament majeur.

On notera enfin que le bassin houiller de Graissessac, encore en activité, est l'un des bassins français au relief le plus accidenté, et aussi l'un des plus anciennement exploités (dès le Moyen-Age), du fait même des facilités d'exhaure.

DESCRIPTION LITHOSTRATIGRAPHIQUE

TERRAINS MÉTAMORPHIQUES ET CRISTALLINS

Sur cette carte, les formations métamorphiques et cristallines s'ordonnent en deux ensembles principaux :

- dans le quart sud-ouest : la « Zone axiale granito-gneissique de la Montagne Noire » s.s. et ses enveloppes ;
- dans le quart nord-est : le granite du Mendic et son auréole.

Zone axiale de la Montagne Noire s.s.

Elle est représentée sur cette coupure par les monts de l'Espinouse et du Caroux, terminaisons orientales du massif de l'Agout, qui forment dans le paysage deux volumes (ou bombements) granito-gneissiques allongés d'Est en Ouest et entaillés de nombreuses gorges Nord-Sud qui y découpent des reliefs escarpés.

Ces deux voûtes périclinales, d'extension inégale, sont séparées par une dépression Est-Ouest de paragneiss et de micaschistes : le synclinal de Rosis—Douch qui invagine en position monoclinale (notations Z_1 et X_3) les paragneiss et les micaschistes de l'enveloppe sous laquelle s'annoient ces deux dômes dans leur terminaison orientale.

Le fait saillant (F. Ellenberger, 1967 ; feuille Bédarieux à 1/80 000, 3^e édition, 1971) est la présence, au sein de ce double dôme de gneiss œillés et veinés, de remarquables rubans minces mais continus de roches semblables à divers termes caractéristiques de l'enveloppe commune de cette infrastructure bilobée.

Leur tracé méthodique a d'abord été suivi pas à pas dès 1966 par l'équipe d'Orsay (F. Ellenberger, S. Bogdanoff et des étudiants de 2^e et 3^e cycle) sur la déclivité sud, rocheuse, du massif du Caroux. S. Bogdanoff a ensuite retrouvé ce dispositif dans le dôme de l'Espinouse, où il est envahi par la granitisation tardive et subsiste sous forme d'enclaves de même nature, plus ou moins alignées, dans le granite du Haut Vialais. M. Demange a reconnu et étendu ces structures dans la partie centrale et occidentale du dôme de l'Agout, qui

affleure sur le territoire de la feuille voisine, bien qu'elles soient, ici aussi, en partie masquées par la granitisation du Laouzas.

Série de type orthogneissique et migmatitique

ξ. **Gneiss et migmatites œillés.** Contrastant vigoureusement dans le paysage avec l'ensemble des séries métasédimentaires de type « couverture », le gros du double dôme Caroux—Espinouse est formé de gneiss de type « socle », plus clairs, moins altérables, résistant à l'érosion (reliefs alpins des gorges d'Héric). Leur litage est rarement plan ; les structures et faciès de détail sont multiples et complexes. On peut cependant distinguer deux grands types dominants, tous les deux formés de quartz, feldspath potassique, plagioclase acide, biotite, muscovite (auxquels s'ajoutent sillimanite, grenat, apatite, zircon, etc. en faible proportion).

• **Gneiss œillés proprement dits** (type aux basses gorges d'Héric). Dans des cas favorables (sections transversales de zones de charnière), il apparaît clairement qu'il s'agit de granites porphyroïdes déformés (mégacristaux rectangulaires d'orthose, pouvant atteindre cinq centimètres, sur un fond d'allure granitique). Le plus souvent, on observe tous les stades de transformation depuis les yeux lenticulaires à bords granulés, jusqu'à des apparences de migmatites œillées à veines « d'exsudats » en chapelet.

• **Gneiss veinés.** Ce type tend à relayer le précédent vers le Nord-Ouest (beaux affleurements en montant au col de Fontfroide). Les grands feldspaths manquent ou sont granulés. La roche est formée de veines leucocrates irrégulières séparées par des lits plus micacés, avec renflements en lentilles allongées. L'apparence sur le terrain est plutôt celle de migmatites, sentiment appuyé par la rencontre occasionnelle de lits sans limite nette évoquant des gneiss fins résiduels. Selon cette hypothèse, le type porphyroïde précédent ne serait que l'exaltation anatectique locale d'une granitisation ailleurs diffuse. D'autres arguments plaideraient plutôt pour une origine tectonique des gneiss veinés qui ne seraient alors qu'une blastomylonite orthogneissique (granulation totale des phénocristaux. On ne tranchera pas ici entre ces deux modèles. De toute façon, les structures actuelles du tout dérivent d'une évolution polyphasée complexe comprenant en tout cas la mise en place tardive d'exsudats et de leucosomes mineurs, cicatrisant notamment des cisaillements hercyniens, et une invasion très variable par des aplites et granitoïdes sécants. Soulignons l'absence totale des termes basiques dans les gneiss œillés et/ou veinés.

On notera la présence fréquente (type au col de l'Ourtigas), sauf dans les parties externes du double dôme, de nodules quartzo-sillimanitiques recoupant à l'emporte-pièce la trame des gneiss œillés veinés, des méta-aplites et occasionnellement celle des bandes de gneiss fins de type couverture (région du col de Douch). Ces modules se sont formés probablement au cours d'un stade tardif.

ρ ξ. **Gneiss œillés à foliation planaire.** Il a paru intéressant de distinguer, sur le versant sud du Caroux, une zone (sans limite basale nette) de gneiss à gros yeux potassiques, sporadiques, bosselant une foliation ici remarquablement plane (utilisation comme dalles) d'un gneiss de caractère mixte ; certains bancs sont constitués par un gneiss œillé simplement aplati tardivement (muscovite miroitant à plat) ; d'autres ont une texture de blastomylonite et des passées évoquant un mélange tectonique possible avec des gneiss fins de couverture. Dans la dalle dite ici « mur de Cabrières » (700 m à l'Ouest du Bosc de Madale), ces roches sont associées à celles des types suivants.

ζλ. **Gneiss œillés et gneiss leptynitiques.** Ce type particulier de roches forme un croissant autour de la retombée nord-est du demi-dôme de l'Espinouse et se poursuit sur son flanc nord en s'amincissant. En première analyse, leur mégafoliation concentrique est discordante sur celle des gneiss veinés sous-jacents [phénomène de mise en accordance globale croissante de bas en haut, soit par torsions, soit par cisaillements discontinus (surfaces de clivage micacées)]. Le matériel comprend à la fois :

- des gneiss œillés massifs ou à débit schistoïde (à quartz, feldspath potassique, plagioclase acide, biotite, muscovite, grenat, etc.) ;
- des gneiss leucocrates à rares micas blancs et grenats ;
- des gneiss leucocrates fins d'aspect subquartzitique, ces divers types étant bien tranchés, de façon stratoïde.

mζ. **Gneiss leucocrates fins blastomylonitiques.** Enveloppant à leur tour en croissant, les gneiss mixtes précédents, ces roches s'observent notamment à l'entrée du ravin du Casselouvre et en chevrons au Sud de Castanet-le-Haut. Leur puissance ne dépasse pas 30 à 40 mètres. Il s'agit d'une roche acide holo-leucocrate, quartzo-feldspathique, à mica blanc à plat dans une foliation blastomylonitique planaire. Le grain de la matrice est très fin, millimétrique, la texture est amygdalaire en chapelets, avec quartz parfois en tablette. Cette roche évoque de façon frappante (*mutatis mutandis*) les *gneiss minuti* du cortex des massifs cristallins internes alpins.

Bandes « aplitiques ». On observe très souvent, au sein des divers types précédents, des veines et des bandes leucocrates, à grain fin, tantôt sécantes à la foliation des gneiss, tantôt dans celles-ci, mais de toute façon toujours plus ou moins déformées après leur mise en place (plissements tardifs, acquisition d'une foliation micacée, etc.). Ce genre de roches parfois très leucocrates peut parfois être de volume important (Nord de Colombières).

Série de type couverture

Elle est matérialisée ici d'une part par les « bandes » rencontrées dans le dôme du Caroux et de l'Espinouse et d'autre part par la bande de Douch-Héric, involution de la synforme de Rosis.

z1—x3. **Bande de Douch-Héric.** Cette bande de Douch-Héric doit être signalée et d'emblée mise à part. Cette unité, à fort pendage S.SE est issue du pincement monoclinale planaire profond de la synforme de Rosis et appartient donc aux formations basales de l'enveloppe du Caroux-Espinouse, plus probablement du Caroux.

Cette bande comprend, au Sud, un terme basal (renversé) x3, formé de gneiss sombres à petits yeux et, au Nord, en continuité avec le précédent, un terme marqué z1 sur la carte, formé de gneiss fins gris à biotite contenant de minces rubans locaux de quartzite avec ou sans silicates calciques. Notons l'étroite homologie des roches de ce dernier terme, d'une part, avec celles des autres bandes incluses au sein des gneiss et, d'autre part, avec certains faciès de la couverture.

z1. **Bandes internes du Caroux et du Sud-Espinouse.** Ces bandes, d'abord étagées sans doute les unes au-dessus des autres et séparées par des épaisseurs variables de gneiss œillés veinés, ont été ensuite ployées avec ceux-ci lors de la formation des dômes. Leur contenu (noté conventionnellement z1), souvent en contact brutal avec les gneiss clairs œillés ou veinés encaissants, con-

siste essentiellement en 5 à 20 m de gneiss gris fins à biotite, fort semblables à ceux des termes X3-X4, quelquefois à petits yeux et localement colonisés en rubans par des mobilisats leucocrates. Parfois, au contraire, on passe aux gneiss clairs encaissants par des termes intermédiaires (mélange tectonique ?) (ex. fenêtre de Tirecos).

On observe localement, au sein des bandes, des résidus d'origine :

- sédimentaire (minces rubans de quartzites gris) (3),
- volcano-sédimentaire ou sédimentaire (roches à silicates calciques, quartz, plagioclase basique, diopside, zoïsite et amphibole) (1),
- éruptive basique probable (lentilles minces (δ) d'amphibolite ou de gneiss amphibolitiques à hornblende) (5).

La foliation de toutes ces roches est en général remarquablement planaire avec effacement plus ou moins total des structures anté-Rosis (plis intrafoliaux).

On observe, dans la bande principale du Caroux (ployée en voûte antiforme), deux lentilles ultrabasiques (4) d'épaisseur métrique et de longueur pluridécamétrique :

- la première, affleurant en boules au milieu des gneiss fins à 250 m environ à l'E.S.E du barrage de l'Airette est une roche remarquable, pouvant être décrite comme une webstérite à olivine, orthopyroxène, beaux grenats à fort taux de pyrope (62 %), spinelle chromifère, auxquels s'ajoutent en proportion variable : clinopyroxène, amphiboles, chlorite, en tant que produits de déstabilisation ;
- la seconde a déjà été signalée dès 1937 par von Gaertner et Angel comme une *Lherzolit-whelit-amphibolit*. Cette roche affleure dans le prolongement oriental de la même bande au fond des gorges d'Héric, à quelques 50 m en aval du gouffre du Cerisier. On y voit deux boules métriques, de couleur gris verdâtre, en éboulis sur le chemin. Au microscope on note l'envahissement de la roche par des amphiboles et par au moins deux générations de clinocllore. On trouve encore quelques reliques d'orthopyroxène, de clinopyroxène et d'olivine ; le grenat et le spinelle sont absents. La géométrie d'ensemble, l'examen pétrographique et les critères géochimiques (analyses 55 et 106), permettent de relier génétiquement cette roche à la webstérite du lac de l'Airette, dont elle serait un terme plus rétro-morphosé.

Ces deux lentilles, et celles banales d'amphibolites, sont manifestement étrangères aux gneiss œillés veinés et font partie intégrante du cortège des dérivés de couverture, quelle que soit leur origine première assez énigmatique.

z1, z2, z3. Bandes du Nord-Ouest de l'Espinouse. Elles sont mieux développées sur la feuille voisine Lacaune (levés de M. Demange) à laquelle on se reportera pour plus de détails. Cet auteur distingue avec beaucoup de détail plusieurs termes se succédant régulièrement, à partir des gneiss œillés veinés considérés comme formant leur substratum, de part et d'autre des bandes majeures (notamment, ici, du synclinal couché de Fraïsse).

z1. Formation de Puech Plo : gneiss gris fins plagioclasiques, à lits de kinzigite, gneiss à cordiérite, bancs à silicates calciques.

z2. Formation de Murat : gneiss massifs leucocrates à œillés, et yeux feldspathiques dispersés et leptynites associées ; cette formation, épaisse de 30 m environ, paraît dériver de roches volcaniques et volcano-détritiques acides.

z3. Formation de Nages : ici, surtout représentée par des gneiss gris fins rubanés. Sur la feuille Lacaune, on observe une dominante grés-carbonatée fréquente (gneiss à silicates calciques, marbres).

Des dérivés magmatiques basiques (δ : lits d'amphibolites *s.lat.*) sont fréquents surtout dans la formation de Puech Plo.

Notons que le tout est ici fortement atteint par la granitisation post-tectonique.

Granitisation tardi-hercynienne

Y. Granite homogène à cordiérite (à enclaves). Zone de granitisation intense. Un granite homogène à cordiérite affleure dans le dôme oriental de l'Espinouse de part et d'autre du haut Vialais. Il s'agit d'une roche massive, très claire, à grain moyen ou petit, équante le plus souvent. Ce granite montre parfois une orientation des micas noirs qu'il contient. Ceci s'observe au-delà de la partie nord du synclinal de Rosis que ce granite recoupe. Ce granite contient fréquemment des enclaves de trois types :

- enclaves de gneiss fins gris plagioclasiques en tous points comparables aux gneiss Z1. Ces enclaves contiennent parfois des amphibolites (δ) ;
- enclaves de gneiss et de migmatites œillés en tous points identiques aux gneiss et migmatites ζ ;
- enclaves de diorites quartziques très probablement issues des roches vertes incluses dans les gneiss Z1.

La limite enclaves-granite peut être nette ou progressive. Dans ce dernier cas, des nébulites forment transition entre ces deux roches.

Ces enclaves s'organisent en antiformes et synformes, structures que l'on peut rattacher à la dernière phase de déformation hercynienne (phase Ro). La mise en place du granite serait donc en grande partie postérieure au plissement.

Zone à granitisation variable (migmatites). Sur les bords du granite du Vialais, le passage aux gneiss est parfois progressif (nébulites) et riche en filons leucocrates à limites nettes, sécants à la foliation des gneiss, eux-mêmes souvent plus ou moins foliés.

Vers le bord ouest du territoire de la feuille, affleure largement la partie la plus orientale de la grande région de granitisation du Laouzas, pétrographiquement homologue de celle du Vialais, mais qui, ici, prend plutôt l'aspect d'une migmatite hétérogène à nombreuses enclaves dont l'alignement autorise une restitution des bandes des divers gneiss et métasédiments ainsi granitisés (voir légende de la feuille Lacaune).

Les galeries de dérivation hydroélectriques de Mauroul et de Tirecos attestent l'existence de granitisations semblables en profondeur dans le prolongement ouest du Caroux.

Composition minéralogique du granite à cordiérite : quartz, feldspath potassique, plagioclase acide, perthite, myrmékites, mica noir, mica blanc, chlorite, cordiérite automorphe ou non, altérée ou non, andalousite rare, grenat, sillimanite, zircon, apatite.

Enveloppe orientale de la zone axiale : Série de Lamalou—Saint-Gervais

Entre le double dôme gneissique de la zone axiale proprement dite et les écaillés cambriennes des monts de Saint-Gervais, on observe un domaine étendu de roches métasédimentaires, d'âge inconnu (d'où le terme consacré de « schistes X ») formant l'enveloppe géométrique des gneiss. Une exploration

minutieuse du terrain impose l'idée qu'il s'agit d'une série unique, en situation normale (sauf la partie basale constituant le synclinal médian de Rosis—Héric) et exempte de redoublements tectoniques d'échelle cartographiable. Des accidents tardifs suppriment des termes inférieurs à médians sur la retombée nord-est de l'Espinouse ou décapitent la série par le haut (versant sud du Caroux). Compte tenu de ces accidents et de failles NW—SE, la série est continue et forme une suite lithostratigraphique où chaque terme passe au suivant de façon concordante, avec couches de passage indubitables, observables localement. Toutefois, la puissance d'une partie des termes est variable, qu'il s'agisse de réductions tectoniques ductiles, ou de biseaux sédimentaires primitifs. Pour la commodité, la série de Lamalou a été subdivisée en trois *formations*, distinctes à la fois par leur lithologie initiale et leur degré croissant de métamorphisme vers le bas géométrique. On notera d'emblée le gradient thermique étonnamment élevé de ces cristallisations, qui (tout comme les déformations mineures) paraissent être uniquement d'âge hercynien. Les termes supérieurs (formation de Saint-Gervais : x₁₁, x₁₀) sont épimétamorphiques (hors biotite) ; dans la formation moyenne de Lamalou (x₉, x₈) la biotite est petite et souvent régressée en chlorite ; la formation inférieure de Combes (x₇ à x₃) riche en staurotide et cordiérite est, dans le synclinal de Rosis, atteinte par l'isograde sillimanite.

Remarque. La numérotation ici employée reproduit celle de F. Ellenberger et N. Santarelli (1974), pour les termes x₁₁ à x₃. Les indices, 2 et 1, ne sont pas utilisés, car, dans cette note de référence, ils étaient affectés à des gneiss notés maintenant dans cette feuille et cette notice ξ et $\rho\xi$. Le terme x₃ correspond donc bien à la base de notre série. Diverses considérations peuvent inciter à prendre en compte l'hypothèse d'une translation globale tangentielle par glissement et de la couverture sur son socle gneissique et de certains termes les uns sur les autres, mais sans mettre en cause la continuité lithostratigraphique du tout (voir chapitre métamorphisme et tectonique).

Formation de Combes

La formation de Combes enveloppe régulièrement la terminaison péri-anticlinale du Caroux, passe progressivement dans le synclinal de Rosis puis ceinture partiellement la retombée orientale de l'Espinouse, avec condensation apparente des termes de base (x₃₋₅) et suppressions tectoniques par failles au Sud-Ouest et à l'Ouest de Saint-Gervais.

x₃₋₅. Micaschistes et gneiss fins à biotite de Rosis. Les micaschistes et gneiss fins à biotite de Rosis forment l'enveloppe orientale des monts de l'Espinouse, notamment entre ce village et le sommet très tranché des gneiss. Ils disparaissent au Nord, sectionnés obliquement par un accident tectonique. Leur composition rassemble des faciès communs aux termes x₃ à x₅ décrits ci-dessous ; on observe notamment des passées graphiteuses marquées et des lits minces de quartzites à silicates calciques, ainsi que des bancs de micaschistes très micacés, le faciès dominant étant celui des gneiss fins à biotite avec des petits yeux feldspathiques surtout vers la base.

x₃. Gneiss du Vernet. Les gneiss du Vernet reposent sur les séries de type socle de la zone axiale. Bien développés au Sud et à l'Est du Caroux, ils sont réduits sur la périphérie de l'Espinouse, où il n'a pas été possible de les séparer des termes x₄ et x₆. A l'état frais, les gneiss du Vernet de couleur grise se présentent en bancs massifs décimétriques à pluridécimétriques, à foliation planaire et à débit parallélépipédique. De couleur gris clair, à patine brune, ces roches sont caractérisées par la présence, dans la matrice plagioclasique à grain fin, à

biotite (et muscovite subordonnée), d'un semis de petits yeux de feldspaths pluri-millimétriques disposés dans la foliation, très altérables.

Les gneiss du Vernet alternent avec des gneiss gris fins à biotite, nettement subordonnés et identiques aux gneiss de Combes (x4), on y observe aussi des lits centimétriques de quartzites à silicates calciques et de rares lentilles minces amphiboliques.

Il existe enfin, dans les gneiss du Vernet, des bancs de gneiss alcalins leucocrates, massifs, métriques à plurimétriques à bords francs, à muscovite (« gneiss argentés ») dont les plus épais ont été figurés sur la carte. L'épaisseur variable des gneiss du Vernet peut atteindre 200 mètres.

x4. Gneiss de Combes. Les gneiss de Combes (contournant en fait le village) sont des gneiss fins, à biotite prédominante et muscovite, alternant parfois avec des micaschistes contenant les mêmes micas. Il existe des intercalations minces d'amphibolites (*d*), de rares passées graphiteuses et des lits à silicates calciques, non figurés sur la carte. Certains lits, très pauvres en micas, évoquent des métacrinérites. Les gneiss de Combes sont en majeure partie des roches très altérables : ils se décolorent et prennent une consistance sableuse une fois décomposés. Leur épaisseur, de l'ordre de 100 m environ, diminue vers le Nord. Il a été impossible de les distinguer des termes x3 et x5 dans la périphérie est du dôme de l'Espinouse.

x5. Micaschistes de Torteillan. Les micaschistes de Torteillan constituent une ceinture continue autour de la terminaison orientale du Caroux. Ils forment, en opposition aux termes encadrants de relief mou, de petites falaises faisant relief dans la topographie (trois ressauts principaux).

Le faciès dominant est un micaschiste à deux micas, très micacé, assez résistant à l'altération, à staurotide abondante, contenant de nombreux exsudats de quartz (rouleaux ou *rods*). A cela s'ajoutent de minces lits centimétriques de quartzites clairs rubanés (héritage sédimentaire probable), des intercalations de gneiss fins à biotite et des lentilles isolées de roches métabasiques en petits bancs. Les exsudats de quartz contiennent souvent l'andalousite.

Épaisseur moyenne : 100 à 150 mètres.

x6. Micaschistes du col de Madale. La distinction cartographique des termes x6 et x7 repose surtout sur la présence d'intercalations de dolomies, de quartzites à diopside, de lydiennes et de niveaux graphiteux dans les micaschistes du col de Madale à tendance globalement plus feldspathique et qui sont plus altérables. Le faciès dominant, commun à x6 et x7, est un micaschiste finement lité, à grain plutôt fin, de couleur gris-brun, à patine rouille. Le débit se fait en plaquettes mal formées. La minéralogie de la roche est la suivante : quartz, feldspath, biotite, muscovite et minéraux accessoires. On peut y observer localement, au microscope : sillimanite, cordiérite, andalousite, staurotide, grenat.

Les micaschistes du col de Madale (x6) contiennent les intercalations caractéristiques suivantes (outre des lits d'allure plus ou moins métacrinéritique) :

— *dolomies* : roches formant des lits, des bancs ou des lentilles décimétriques à métriques à bords francs, où alternent des lits centimétriques à dominante siliceuse évoquant des rubans de chert, avec invasion par des silicates calciques, et des lits centimétriques à dominante carbonatée. La roche, bleu foncé à verdâtre, lorsque la cassure est fraîche, présente une fois altérée une patine maron. Les affleurements visibles sont très discontinus ;

— *quartzites feldspathiques à silicates calciques* : roche en petits bancs durs, centimétriques à pluridécimétriques à limites nettes. Le grain est fin. La roche fraîche est dure, mal litée, de couleur gris-vert bleuté caractéristique et patine d'altération brunâtre. Elle contient des silicates calciques (diopside, plagioclase basique, idocrase, un autre clinopyroxène, zoïsite, un peu de sphène), des mouches de sulfure, notamment de pyrrhotite, parfois des amphiboles. Ce faciès est probablement associé génétiquement au précédent ;

— *métalydiennes* : roches noires finement litées, en petits bancs centimétriques, à contact net, rarement pures, souvent cas particulier des précédentes. Compte tenu de leur faible épaisseur, quartzites et lydiennes n'ont pas été figurés sur la carte ;

— *micaschistes graphiteux* en lits décimétriques.

x7. Micaschistes de Sénas—le Cros. Ils renferment de minces bandes occasionnelles à bords francs de lits quartziteux d'origine sédimentaire. Ces micaschistes peuvent être tantôt hypermicacés, tantôt quartzo-feldspathiques et alors en bancs massifs. Un faciès caractéristique de ce terme est celui (« demi-deuil ») d'alternances bien parallèles de lits quartzo-feldspathiques blancs (sub) centimétriques eux-mêmes très souvent finement rubanés et du micaschiste foncé habituel. Ils renferment des exsudats de quartz centimétriques à décimétriques, à andalousite et sillimanite. Vers le sommet, la teneur de quartz semble augmenter dans la roche qui devient massive. L'épaisseur de l'ensemble est estimé à 500 ou 600 mètres.

Formation de Lamalou

Il est important de préciser, vu la grande différence d'allure globale des roches, qu'un passage continu et concordant entre la formation de Lamalou et celle de Combes s'observe de façon certaine sur la rive gauche du Bitoulet sur une longueur de 1 000 m environ, de part et d'autre de la retenue de la Biconque. Plus au Sud, le terme x8 est par contre en contact anormal par failles avec les termes x7 ou x6, avec une forte « saute de métamorphisme » apparente. Lorsqu'il y a passage graduel, celui-ci coïncide avec une brusque augmentation de la cristallinité métamorphique notamment feldspatho-biotitique, entraînant un effacement de toute texture détritique résiduelle (le rubanement lithostratigraphique primaire restera cependant décelable au moins en partie jusqu'au terme basal x3).

x8. Métacinérites de Lamalou. Les métacinérites de Lamalou affleurent depuis le Sud de Lamalou jusqu'à l'Est d'Andabre. Ces roches essentiellement quartzo-feldspathiques, de couleur gris clair à gris bleuté, en rubans parallèles minces très réguliers, s'altèrent volontiers en une poudre de couleur cendrée. Le grain de la roche est fin. La composition initiale serait celle de cinérites rhyodacitiques resédimentées en milieu calme. On observe parfois de minces passées schisteuses bleuâtres, à petites biotites plus ou moins chloritisées, intercalées entre des niveaux ayant parfois conservé une structure finement détritique. Le passage aux schistes du Barry sus-jacents (x9) est progressif et continu. L'épaisseur variable de cet ensemble est supérieure à 200 m au Nord de Lamalou-les-Bains.

Des phénomènes de lessivage *in situ*, pénécotemporains du dépôt, sont localement intervenus, donnant à la roche actuelle une composition minérale de quartz + pyrophyllite + mica blanc dominant.

x8a. Coincés tectoniquement entre deux failles au Nord du Poujol, on observe un ensemble particulier, peu métamorphique, où dominant au Sud des roches en lits très réguliers, grises, à dominante finement quartzo-feldspathique, à texture détritique gréseuse localement conservée, assez semblables à première vue au terme précédent. On y voit des ocelles locales de clastes feldspathiques, appuyant l'idée d'une origine volcano-détritique. Un lit dolomitique est interstratifié à leur sommet à 800 m à l'Ouest du Poujol. Des lits subquartzitiques sont intercalés localement. Ces divers caractères confèrent à ce terme une certaine originalité ; peut-être conviendrait-il plutôt de le rapprocher de la formation oVD (voir l'unité de Margal—la Trivalle décrite ci-dessous). Il s'agirait en ce cas, pour x8a, d'une lanière tectonique allochtone.

x9. **Schistes du Barry.** La masse principale de ce terme offre une lithologie mixte où alternent, surtout à la base, des récurrences de lits de type x8 avec des lits de schistes subardoisiers gris bleuté, sériciteux, ou parfois siliceux, et, vers la base, des lits finement feldspathiques rubanés annonçant le terme x8. Outre ce caractère de terme mixte de passage, les couches x9 sont caractérisées par des lentilles peu épaisses et d'extension limitée de plusieurs types de roches très particulières, souvent associées sur le terrain :

— *dolomie grise*, massive ou rubanée, à patine brunissante, en lentilles de puissance centimétrique, métrique, localement pluridécamétrique (Nord-Est de la Billière) [x9 (1)] ;

— *lydienne noire*, finement recristallisée, en lits centimétriques à métriques [x9 (2)] ;

— *lits minces durs*, dérivés probables de tufs acides (non distingués sur la carte).

Enfin, on retrouve (à la Billière), dans le terme x9, de petits sills de métadolérite. Ces roches sont décrites ci-dessous avec les schistes de Saint-Gervais x10 et attestent le caractère local de l'accident tectonique tardif voisin (faille normale de la Billière).

Les schistes x9 passent vers le haut (lacets de la D 13 au Sud-Est de Saint-Gervais et point coté 405 sur la D 22), en concordance et continuité affirmée, aux schistes x10 par intercalations plurimétriques progressives interstratifiées.

Formation de Saint-Gervais

x10. **Schistes de Saint-Gervais.** Ce terme forme un croissant autour de Saint-Gervais-sur-Mare et vient à l'Ouest en contact tectonique direct avec les gneiss de la retombée nord de l'Espinouse. Totalement impropres à la culture, ses affleurements forment des collines boisées accidentées. Cet ensemble est caractérisé par un faciès dominant de schistes subardoisiers bleu-noir, à patine fréquemment rouillée (oxydation de grains pyriteux) et à débit tourmenté. Les parties les moins chiffonnées se débitent en plaques, à bords anguleux coupants, selon un clivage finement schisteux, satiné, parfois sériciteux. Sur certaines surfaces, des petits amas ferrugineux minces simulent des débris de Trilobites, mais aucun fossile ou microfossile n'a encore été découvert. Sauf dans des bancs particuliers, les feldspaths détritiques sont rares dans le tissu très fin puisque uniquement quartzo-micacé.

On a figuré comme pouvant servir de repère tectonique, un banc continu (10-15 m de puissance) de schistes siliceux finement rubanés, intercalé dans les schistes subardoisiers de la rive gauche de la Mare au Nord de Saint-Gervais [x10 (1)].

Le terme X10 contient des corps lenticulaires, d'une puissance pouvant atteindre 5 à 15 m de puissance, de roches metabasiques fortement altérées, anciennes dolérites probables à composition dioritique, sans doute intrusives (sills obliques ?). On y observe des reliques primaires de phénocristaux de plagioclase (33 % An ?) associés à de la hornblende et à un peu de pyroxène, le tout secondairement envahi d'actinote, épidote, chlorite, calcite (association de type prasinite précisant des conditions de métamorphisme épizonal). La puissance totale réelle du terme X10 est difficile à estimer (le chiffre de 500 m précédemment allégué est sans doute exagéré, étant donné l'intensité des déformations).

X11. Schistes de Castanet-le-Bas. Les Schistes de Castanet-le-Bas, de faciès hétérogène, affleurent de part et d'autre de la vallée de la Mare en dessinant une antiforme à plongement axial sensiblement est.

Au Sud de la vallée, le terme X11 (1) se présente comme formé de roches évoquant un peu certaines métaradiolarites, siliceuses, à grain très fin, vert-gris clair, en fins lits homogènes remarquablement parallèles, ou au contraire constituées par l'alternance pseudovarvée de lits millimétriques pélitiques et quartzofeldspathiques. La patine est gris-vert sombre. Des bancs de quartzites centimétriques à décimétriques, de couleur vert clair, s'intercalent dans ce faciès. L'épaisseur peut atteindre 200 mètres.

Au Nord de la vallée de la Mare, on observe apparemment au même niveau, des schistes subardoisiers X11 (2) voisins de ceux du terme X10, à grain fin, gris-bleu à patine grise ou jaunâtre et se débitant en plaquettes centimétriques, caractérisés par l'intercalation de multiples lits plus clairs, dérivant, semble-t-il, de tufs feldspathiques. L'épaisseur est de l'ordre de 200 mètres. Un lit dolomitique interstratifié affleure vers le sommet, au Nord de Rongas.

Hypothèses sur l'âge de la série de Lamalou — Saint-Gervais

Cette série est différente de toutes les séries paléozoïques connues dans la région. Il est de ce fait très tentant d'y voir un complexe d'âge antérieur au Cambrien. En faveur de cette hypothèse, on peut par exemple souligner nombre de similitudes (compte tenu du métamorphisme) entre ce que l'on peut reconstituer de la sédimentologie de cette série et toute une série de faciès lithologiques caractéristiques recensés (G. Tamain) dans l'Alcudien (= Briovérien) de la Meseta ibérique méridionale (lydiennes, dolomies à accidents siliceux et grès dolomitiques, séries régulièrement rubanées, lits volcano-détritiques, schistes subardoisiers, etc.). On serait ici, dans cette hypothèse, hors de la zone atteinte par l'orogénèse cadomienne (absence de déformations antéhercyniennes).

Toutefois, d'autres arguments peuvent aussi être invoqués pour postuler un éventuel âge paléozoïque. Par éliminations successives, l'hypothèse la plus plausible serait alors celle d'une série cambrienne, radicalement différente de presque tout ce qui est connu dans le reste de la Montagne Noire. Le peu que l'on puisse reconstituer des caractères sédimentologiques initiaux n'est pas contradictoire avec un tel âge stratigraphique hypothétique. On aurait affaire, semble-t-il, à une série de bassin confiné, tranquille, à dépôts volontiers laminés mais non granoclassés, sans aucun caractère décelable de flysch. Les dépôts euxiniques, les dépôts occasionnels minces de dolomies et de grès calcaro-dolomitiques parfois à rubanements siliceux, les lentilles ou filets de lydiennes, et peut-être aussi les cherts en lits plats minces, plaident en faveur du caractère confiné de cette série. La géochimie et parfois le type de dépôt rendent probables des apports volcaniques fréquents d'origine lointaine.

Ces caractères rendent peu vraisemblable l'attribution de cette série tant à l'Ordovicien qu'au Dévonien et au Dinantien. Si maintenant, il s'agit bien d'un Cambrien tout à fait particulier, la chose aurait évidemment d'énormes implications tectoniques sur le plan régional.

Bordure sud de la Zone axiale

Une étude très attentive du terrain conduit à individualiser une pluralité d'unités distinctes (tant par leur contenu lithostratigraphique que tectoniquement), situées entre la retombée des gneiss du Caroux et les premiers affleurements dévoniens, à savoir du Nord au Sud :

— pour mémoire, le prolongement vers l'Ouest, de plus en plus réduit tectoniquement par le haut, de la série de Lamalou—Saint-Gervais (à l'Ouest de la Pomarède, seul subsiste le terme x3) ;

— à l'Est du méridien de Lamalou, l'unité de *Cantemerle—la Brauhne*, très peu métamorphique n'affleure d'abord que comme une mince lanière ; elle se développe en largeur à l'Est du méridien de Bédarieux où elle entre en contact direct avec les unités dévoniennes du versant sud ;

— un ensemble à métamorphisme décroissant du Nord au Sud, qui apparaît au premier abord continu, mais qui doit être en fait cisailé par un accident interne (très net à l'Ouest, peu évident à l'Est) qui télescope inégalement la série. D'où la distinction de deux unités tectoniques : l'Unité de *Poujol—Mons* et l'Unité de *Margal—la Trivalle* (ce qui ne préjuge en rien de la continuité sédimentaire ou non des séries complètes initiales) ;

— le *Dévonien*, longtemps réputé « *parautochtone* » et couverture apparente de l'unité de Margal—la Trivalle, forme à l'Ouest de Tarassac une lanière étroite, mais se développe largement à l'Est, où il appartient alors manifestement au complexe des unités carbonatées du versant sud de la Montagne Noire ;

— l'Unité d'*Ornac*, présumée ordovicienne, dans l'angle sud-ouest de la feuille appartient elle aussi au complexe allochtone du versant sud.

Unité de Cantemerle—la Brauhne

o-d. Paléozoïque indifférencié. Schistes à intercalations de dolomies et de schistes siliceux. Entre les méridiens de Lamalou et d'Hérépian, on observe, coincée entre la faille du Poujol et le Mésozoïque (ou localement recouverte en transgression par celui-ci), une étroite lanière de terrains variés, très faiblement métamorphiques, évoquant divers faciès du Paléozoïque : dolomie claire à patine blonde (1), schistes siliceux (2), grès quartziteux en lits minces à surface sériciteuse avec lits calcaires associés, et surtout des schistes argileux gris sombre, très alumineux, parfois subampéliteux. Ces derniers se retrouvent identiques, plus largement développés, poussés tardivement sur le Mésozoïque de Bédarieux—la Brauhne. Ces schistes argileux se poursuivent sur la feuille voisine Lodève sous la désignation : « Série compréhensive ordovicienne ». Ils y sont associés à des roches carbonatées d'aspect dévonien typique. Ce fait permet, par analogie, d'envisager un âge dévonien probable pour les dolomies claires citées ci-dessus, et un âge ordovicien pour les schistes.

On note de plus une frappante concordance de composition chimique entre un échantillon des schistes gris sombre de Cantemerle (analyse 49) et un

schiste ordovicien analysé par J.-P. Sagon (1980) (voir unité d'Ornac décrite plus bas). L'un et l'autre contiennent du chloritoïde, ce qui renforce l'homologie.

On ne peut aucunement rattacher ces roches à l'unité X8a, de lithologie à tous égards dissemblable.

Unité de Pujol—Mons

Son contenu présente, à première vue, des analogies avec certains des termes inférieurs de l'enveloppe de Caroux—Espinouse. D'où l'emploi ici de notations « x », numérotées différemment, vu également les dissemblances.

Les roches de cette unité sont très altérables (zones cultivées). La délimitation exacte des deux termes X15 et X14 est passablement conventionnelle, s'agissant d'un ensemble lithologiquement continu. La biotitisation primaire a été totale, en larges cristaux dans les lits favorables. Le grenat apparaît ; la staurotide hélicitique se développe tant dans le tissu qu'en porphyroblastes dans des surfaces sériciteuses argentées, planes, cannelées ou gondolées. Ces surfaces paraissent s'être formées tardivement car, dans certaines charnières, elles correspondent à un clivage de plan axial, avec transposition de surface, comme le montrent les structures contenues par les microlithons. Le matériel sédimentaire, certainement très fin, était formé de lits alternativement plus argileux et plus quartzo-feldspathiques, probablement à grain fin. La puissance, difficile à évaluer, pourrait atteindre 400 à 500 mètres.

X14. Gneiss fins et micaschistes à staurotide. Des lits pluricentimétriques à décimétriques de gneiss fin plagioclasiq. se développent dans un ensemble de micaschistes à deux micas largement cristallin. On observe de minces lits isolés de quartzite noir impur. Des filons de pegmatite sont intrusifs. Présence d'amas d'andalousite rose.

X15. Micaschistes rubanés à staurotide. Le rubanement est en général fin. Des interstratifications caractéristiques, bien que de volume réduit, marquent cette formation :

- petits bancs de quartzites clairs à sombres, associés à des micaschistes gris de plomb avec inhibition partielle du développement des cristaux par la matière organique ; des métalydiennes associées [X15 (1)] à des niveaux franchement graphiteux (le plus souvent écrasés par des mouvements tardifs) ;
- lits lenticulaires de dolomie grise, à lits siliceux [X15 (2)], associés au faciès précédent ;
- lits minces compacts de quartzites à silicates calciques ;
- indices de scheelite ;
- lentilles métriques isolées de dérivés volcaniques basiques (δ).

Chloritisation syncinématique. Indépendamment d'une croissance tardive de lames planes sécantes de chlorite claire (route Hérépian—Béziers), la base géométrique ou parfois une partie importante des deux termes X15 et X14 est affectée, de façon très variable, par une intense déformation d'allure un peu lenticulaire à l'échelle de la foliation (figures en x, plats flexueux), en régime épimétamorphique, et volontiers accompagnée, entre autres, de la chloritisation syncinématique des minéraux ferro-magnésiens. Ce phénomène affecte uniquement, et assez capricieusement, l'unité de Pujol—Mons (à l'exclusion complète, fait remarquable, des formations immédiatement limitrophes au Nord). Il pourrait

être ainsi lié à un déplacement tangentiel tardi-hercynien de l'unité X14-X15, en tout cas indépendant des divers jeux de la faille actuelle du Poujol, vu la géométrie de la déformation et sa localisation sur une seule lèvre.

Age de la série X15-X14. Il est clair que le terme X15 est à divers titres assez semblable au terme X6 de l'enveloppe du Caroux (mêmes types de dolomies résiduelles à lits siliceux associées à des micaschistes graphiteux, à des indices de scheelite, etc.), d'où la possibilité de les synchroniser. Il est par contre exclu de les raccorder par un simple mouvement de faille en ciseau de la faille du Poujol, car d'autres traits éloignent nettement les deux ensembles respectifs X5-X7 et X15-X14, tant au point de vue de la lithologie que du type de déformation. Une hypothèse envisageable est de considérer l'unité de Poujol—Mons comme tardivement décollée d'un socle (la zone axiale ?), lui aussi émetteur de filons pegmatitiques et inducteur d'un champ de métamorphisme analogue à celui affectant l'enveloppe de la zone axiale orientale, en y abandonnant sa base réelle. Les deux lentilles de gneiss fin et de gneiss mélanocrate à petits yeux affleurant isolément entre Colombières et le Poujol sont étrangères à l'unité de Poujol—Mons : ce sont apparemment des « navettes » ou copeaux arrachés au terme X3, entraînés et décalés d'Ouest en Est par le coulissement senestre de la faille du Poujol (noter leur préservation de toute rétro-morphose dynamique et cataclase).

Unité de Margal—la Trivalle

L'unité de Margal—la Trivalle est fort probablement séparée de l'unité inférieure de Poujol—Mons par une limite tectonique en festons. En effet, selon la transversale choisie, la largeur des zones d'affleurement respectives de l'une et de l'autre unité oVD et oSM varie considérablement, avec suppression de termes et sautes parfois nettes de cristallinité globale. Ainsi, le terme oSM disparaît subitement vers l'Ouest au droit de Mons, le terme oVD chevauche manifestement le terme X15 au Sud-Ouest du Mas-du-Gua. Noter aussi l'extrême réduction de l'unité de Poujol—Mons au Verdier.

oSM. Ordovicien supérieur allégué. Schistes de Margal. Cet ensemble, relativement altérable, est constitué par l'alternance infracélimétrique de lits parallèles à bords nets, en proportion comparable, les uns clairs et très finement quartzo-feldspathiques, les autres sombres, gris bleuté, satinés de *shale* devenu finement micacé. De très rares lits à texture détritique ont été observés (le Verdier), semblables à ceux de oVD. La puissance pourrait atteindre 500 mètres. Les surfaces d'exfoliation planes, luisantes, de la formation de Margal, comportent souvent des amas de cordiérite altérée, volontiers disposée en gerbes, et de zébrures irrégulières espacées, constituées par la biotite. Le tissu sériciteux initial très fin des lits ex-argileux à très petites biotites a en effet d'abord été intersecté obliquement par un clivage discontinu biotitisé, puis le tout replissé en microchevrons, avec réaplatissement final de la roche parallèlement aux flancs longs et réutilisation de la séricite initiale donnant le clivage argenté actuel.

oVD. Ordovicien supérieur présumé. Formation « volcano-détritique ». La formation précédente passe à son sommet de façon continue à un ensemble résistant bien à l'altération et qui forme de ce fait des reliefs souvent marqués, fréquemment incultes. Bien que presque partout déjà finement biotitisée, cette formation conserve, bien reconnaissable, son rubanement sédimentaire fin et

régulier à texture détritique localement reconnaissable. Elle se débite en plaquettes résistantes, parfois pluricentimétriques, anguleuses, à bords francs, d'aspect volontiers xyloïde (« copeaux de bois » à patine gris-brun).

Le gros de la roche, hors des débits schisteux, est un tissu gris clair à blanc jaunâtre, finement quartzo-feldspathique (présence de clastes d'albite) ; on observe de loin en loin des globules inframillimétriques de quartz bleuté. Le tout évoque un sédiment largement nourri d'apports volcaniques acides (kératophyriques) directs ou au travers de l'érosion.

Au sommet de la formation, sur quelques dizaines de mètres, domine un faciès plus schisteux, gris bleuté. De longues recherches ont permis d'y identifier vers sa base, et interstratifié dans la série, un horizon repère caractérisé par des lentilles (métriques ou moins) d'un microconglomérat à éléments arrondis de quartz bleuté, accompagné de feldspaths et, rarement, de fragments de roches, en général étirés, bosselant en glandules les surfaces d'exfoliation. On peut y voir les produits de remaniement distaux d'un matériel éruptif acide antérieur.

La remarquable constance de position des témoins de cet horizon microconglomératique, toujours localisé au voisinage du contact avec le Dévonien sus-jacent, alors tenu pour autochtone, avait paru appuyer l'idée d'un âge ordovicien supérieur (Caradoc) voire dévonien basal pour tout ou partie de la formation oVD (cf. légende de la carte). A l'heure actuelle (mai 1983) des doutes se sont élevés et la question reste en suspens.

Dévonien « parautochtone »

d1-6. **Dévonien indifférencié. Calcaires et dolomies à Crinoïdes.** A l'Ouest de Tarassac, on observe un chapelet d'affleurements de calcaires et de dolomies cristallines, en bancs à rubanement centimétrique (blanc, gris clair, gris-bleu). Ces roches ont fourni des articles de Crinoïdes et ont souvent été considérées comme formant la couverture dévonienne autochtone, épimétamorphique, des « Schistes X » sous-jacents, avec localement des calcschistes de base évoquant un passage continu. Toutefois, ce chapelet pourrait aussi se rattacher en continuité vers l'Est au Dévonien allochtone du versant sud et former, dans ce cas, une unité tectonique indépendante. La disparition brutale de la biotite selon le contact de base renforce cette hypothèse.

Unité d'Ornac

o1-2. **Ordovicien inférieur à moyen. Schistes.** L'unité, appelée ici d'Ornac, affleure au bord sud-ouest de la carte comme une lanière encadrée au Nord et au Sud par des bandes dévoniennes. Elle se relie aux nappes du versant sud (voir carte Saint-Chinian). Large ici de 400 à 700 m et offrant en grand une patine verdâtre, elle est constituée de deux types lithologiques principaux qui alternent de façon tranchée en lits réguliers de puissance variable :

- des schistes subardoisiers très fins, bleu-noir en cassure fraîche, parfois à efflorescences rouillées ou blanchâtres ; c'est le faciès dominant ;
- des niveaux plus clairs, gréséo-pélimitiques à grain fin, en rubans centimétriques à décimétriques.

Le tout est épimétamorphique [association à quartz, mica blanc, chlorite, chloritoïde ± paragonite selon J.-P. Sagon, 1980, qui note que les schistes sont très alumineux (26,5 % Al_2O_3)]. Des restes d'Asaphidés trouvés plus au Sud-Ouest (M. Thorat, 1935) et des homologies avec la Bretagne indiqueraient selon

J.-P. Sagon, un âge ordovicien inférieur final à ordovicien moyen basal. Les déformations sont similaires à celles des formations limitrophes au Nord (plissement synschisteux « plat » suivi de plis plus ouverts droits, avec ou sans schistosité).

Granite du Mendic (Cambrien)

γ^M . **Granite à deux micas.** Durant la dernière décennie, des éléments nouveaux concernant le granite du Mendic et son environnement ont été apportés par J. Rolet (1972-73), M. Brunel (1972), J. Hamet et C. Allègre (1972, 1975) et, plus récemment, par A. Boiteau (1978) et M. Donnot (Sud, de la feuille Camarès).

Dans l'unité d'Avène—Mendic, ce granite se présente en corps allongé selon une direction NE—SW...

Il correspond à une roche à gros grain de couleur rose en général. Sa composition actuelle est la suivante : quartz très abondant, phénocristaux fréquents de microcline rose ou gris et de plagioclases verdâtres souvent zonés (An 10-An 30), muscovite et biotite verte ou décolorée assez rares, enfin présence de zircon, apatite, magnétite, etc. La mésostase de composition identique est toujours orientée. Le granite peut présenter des bandes différentes plus claires et plus foncées, grises et roses (Sud-Est de Serieys) qui pourraient rappeler des structures primaires reprises intensément ou non par la déformation.

μY^M . **Microgranite de bordure.** Au Sud-Est du granite et sur plusieurs dizaines de mètres d'épaisseur, se différencie un faciès de bordure. Il s'agit d'un microgranite très orienté, à grain fin mais avec quelques gros quartz bleutés. Sa composition est similaire à celle du granite.

Cortège filonien microgranitique (porphyroïdes de Bergeron). Dans l'enveloppe périphérique ouest et nord du granite apparaissent quelques filons de roches éruptives, d'épaisseur métrique, qui sont en général sub-concordants à l'encaissant gréseux et sont distincts de la formation des blaviérites qu'ils n'atteignent pas.

La roche, qui a encore la même composition que précédemment, peut contenir des quartz gris d'origine rhyolitique et (ou) de beaux quartz bleus ainsi que des feldspaths sub-automorphes ; la biotite y est soit fraîche, soit décolorée. Les recristallisations orientées, ainsi que les traces d'écrasement et de laminage sont parfois intenses dans ces roches.

Déformation du granite. M. Brunel a montré que le granite du Mendic a subi une déformation pénétrative, parallèle à celle des terrains encaissants mais qui serait plus intense sur la bordure, avec apparition d'étroits filets mylonitiques. La déformation serait soulignée par l'aplatissement des quartz avec linéations d'allongement (NW—SE). Selon M. Brunel, elle serait contemporaine de la première phase de plissement hercynien, l'ensemble couverture-granite étant replissé en large dôme lors d'une deuxième phase.

Enclaves. Le granite contient des enclaves de deux types selon M. Brunel :

— *enclaves foncées* de petite taille (cm à dm) correspondant à une roche leucocrate acide, riche en quartz, albite, apatite avec un peu de ferro-magnésiens,

enclaves provenant vraisemblablement d'anciens microgranites du type précédent ;

— *enclaves micaschisteuses*, d'ordre métrique, présentes dans tout le massif avec biotite verte, muscovite et chlorite pouvant être des témoins de l'encaissant en voie de transformation.

Chimiquement, le granite « riche en silice » (72 à 74 % SiO₂) appartient au type calco-alcalin (CaO voisin de 1 %) ; il est probablement d'origine sialique (an. 1333-1334).

Les datations géochronologiques (Rb/Sr) ont livré des âges de 453 ± 21 MA. (M. Roques *et al.*, 1970) et de 510 ± 20 MA (J. Hamet *et al.*, 1973). Ces derniers (11 points expérimentaux) concernent à la fois différents types de granite du Mendic et différents faciès de « porphyroïdes » *s.l.* (blaviérites incluses), les isochrones obtenus par J. Hamet et C.-J. Allègre plaident en faveur d'une hypothèse comagmatique granite-« porphyroïdes ».

Relations avec l'encaissant. Comme ses satellites, le granite proprement dit paraît être intrusif dans la formation protéro-cambrienne environnante (grès de Marcory). Sa voûte apparente est sensiblement parallèle aux structures de l'encaissant avec un plongement modéré sur le flanc ouest.

Au Nord du Sillon houiller de Graissessac, la biotite décolorée ou fraîche est signalée dans toute la formation précitée sans atteindre toutefois le niveau des blaviérites. On constate une nette croissance de la biotite à l'approche immédiate du granite et de ses satellites avec l'apparition de roches foncées d'aspect satiné avec biotite automorphe et pléochroïque (contacts à l'Est ou au Nord de Truscas par exemple).

En l'absence d'études pétrographiques fines et appliquées au rapport granite-couverture, il est difficile de préciser actuellement l'origine et l'extension propre du (ou des) métamorphisme(s), que ce dernier soit lié directement au granite cambrien (dôme thermique primaire) ou qu'il provienne en tout ou partie d'une « réjuvenation » ultérieure de celui-ci (flux tardif), l'hypothèse de deux métamorphismes thermiques successifs demeurant vraisemblable.

Filons et pegmatites

Pegmatites. Trop nombreuses et de dimensions trop réduites pour être représentées sur la carte, elles abondent au sein du double dôme gneissique. Elles ne recoupent que rarement les bandes de type couverture ; certaines injectent également les termes de base de l'enveloppe (x₃ à x₆). Ces pegmatites sont de composition variable (biotite prédominante avec grenats en profondeur, muscovite dans la périphérie) et de plusieurs générations. Elles peuvent être affectées par la fin du plissement de Rosis, ou par les phénomènes, ci-dessous mentionnés, d'aplatissement et de glissement en écailles d'oignon, avec, dans les deux cas, début de réorganisation foliaire muscovitisée.

La principale génération de pegmatites, localisées à la périphérie du dôme final composite Caroux—Espinouse, est formée de veines à bord parallèles dont l'ensemble complexe est organisé en gros, tant dans le Caroux que dans l'Espinouse, selon un dôme à rayon de courbure un peu plus grand que celui des gneiss, dont la foliation est de ce fait recoupée en biseau. Un second système aux individus plus minces et nettement moins nombreux est vertical et recoupe le premier.

Les pegmatites du Caroux—Espinouse comprennent peu de minéraux intéressants (du béryl très local a été signalé).

Q. Filons de quartz et filons minéralisés (1). Il existe de nombreux filons de quartz sur le territoire de la feuille Bédarioux. Ils sont situés principalement :

- dans la zone axiale granito-gneissique et ses enveloppes micaschisteuses (« Schistes X ») ; on note deux directions d'orientation : N à N.NE, ou N.NW direction dominante ; E—W direction subordonnée ; une troisième direction (NW) est à peine esquissée ici ;
- cimentant les failles qui limitent à l'Ouest le fossé secondaire de Bédarioux ;
- en liaison possible (très discutée) avec les filons proprement dits, des carcasses quartzzeuses (minéralisées ou non) se sont développées soit directement sur certaines parties des paléoreliefs situés sous le Trias, soit associées au sommet des grès t₂. Vu l'échelle, toutes n'ont pas pu être figurées (par ex. : Croix de Tribes).

Ces corps quartzzeux, très capricieusement minéralisés, sont du type B.P.G.C. (blende, pyrite, galène, chalcopryrite) et certains ont été exploités dès l'occupation romaine. La dernière mine en activité, celle de l'Horte (Nord de Lamaloules-Bains), a été fermée dans les années 1960. Des recherches ont été entreprises au mont Condour dans les années 1970.

Ces filons sont fréquemment rubanés. L'épaisseur varie de quelques centimètres à plusieurs mètres. Les géodes y sont fréquentes ainsi que les *box-works*.

Zones de décoloration hydrothermale. Localement associée à des filons de quartz, cette décoloration rend les gneiss méconnaissables par blanchiment total des biotites et altération farineuse des feldspaths.

μY , Q. Microgranites, Rhyolites tardi-hercyniens. Des filons de microgranite et de rhyolite traversent le Paléozoïque inférieur des deux unités du Mendic (I) et de Mélagues (II).

Dans celle du Mendic, ils jalonnent (N 50 à 70 °E) de façon discontinue le contact entre les alternances (k₁₋₂) et la formation du Layrac (k_L). Il s'agit de roches souvent altérées en arène dans laquelle subsistent, seuls, quelques grands cristaux d'orthose maclée et de quartz rhyolitique.

Dans l'anticlinorium de Mélagues, des filons beaucoup plus nombreux sont orientés selon l'axe des grandes structures cartographiques. Sur la carte Bédarioux, ils s'observent uniquement dans les grès de Marcory et dans les alternances soulignant ainsi la position structurale de cette formation en anticlinal. Outre des quartz automorphes et des phénocristaux plus ou moins nombreux de feldspath potassique, la roche peut contenir quelques paillettes de biotite.

Bien que non distinguées systématiquement sur la carte, des intrusions à caractère rhyolitique affleurent fréquemment ; la roche plus leucocrate, à patine plus claire, ne contient pas de phénocristaux apparents.

Ces différents dykes sont à rattacher au microgranite hercynien du Folat (feuille Camarès), les termes rhyolitiques paraissant les plus éloignés.

v. Lamprophyre. Très peu de filons se rapportent à ce type de roche. A citer celui qui, au Nord du col du Layrac, recoupe le volcano-détritique du Layrac selon une direction N 110° E et qui n'est pas déformé. J. Rolet (1973) le décrit comme une roche à ferro-magnésiens abondants : biotite et fantômes d'amphibole probable.

Données géochimiques (*)

Séries de type orthogneissique et migmatitique

Chimiquement, ces gneiss constituent une série très homogène ; ils évoquent une série magmatique différenciée de caractère calco-alcalin, à tendance hypocalcique, depuis des granodiorites (an. 9) jusqu'à des granites (an. 15), les termes les plus abondants étant des granites monzonitiques (an. 6).

On peut noter (M. Demange) des phénomènes métasomatiques d'importance limitée mais très répandus, ainsi qu'un lessivage en calcium avec apport corrélatif de sodium.

Série de type couverture : gneiss fins z1

On a vu plus haut que les « bandes de gneiss fins » au sein des orthogneiss (ζ) contiennent des roches homologues de celles de la série X4-X7. Les analyses chimiques des échantillons prélevés dans ces formations (8, 18, 19, 21, 22, 24, voir annexe) forment un champ intermédiaire entre celui des métasédiments (X4 à X7 voir ci-dessous) et celui des orthogneiss. Cependant, sur un diagramme binaire $\text{SiO}_2\text{-TiO}_2$, les points représentatifs de ces gneiss fins se regroupent tous, sauf un (an. 19), dans le champ des métasédiments.

Versant oriental et méridional de la Zone axiale (X3-X11 et X14-X15, oVD, o-d)

La géochimie montre que les échantillons prélevés dans ces formations se groupent en deux champs :

- Un groupe homogène constitué par les micaschistes et les gneiss fins prélevés dans les termes X4 à X7. Ceux-ci forment un champ allant des *shales s. str.* à des *siltstones*. On remarquera dans cette série l'absence de termes arkosiques et grauwackeux.

Ce groupement englobe les échantillons de roches, qui, sur le terrain, ont une allure nette de métacrinérites (44 de X8 et 33 de X8a) ; l'absence de confirmation géochimique d'une telle origine pourrait s'expliquer par l'évolution antérieure (diagenèse, métamorphisme, etc.).

Les « quartzites feldspathiques à silicates calciques » (an. 29 et 36), prélevés dans ces termes X4 à X7, montrent des compositions ne correspondant, telles quelles, à aucune roche sédimentaire courante (constatation déjà faite antérieurement par R. Schuiling). Ceci implique très probablement une certaine métasomatose, ou un apport d'origine volcanique.

Remarques. — On notera qu'un schiste ardoisier du terme X10 (an. 48) se place vers le pôle « *shale* » du champ délimité par les termes X4 à X7.

— Par contraste, le schiste gris (Ordovicien probable, o-d) de Cantemerle (an. 49) montre une composition hyperalumineuse radicalement différente, comme la roche volcano-détritique du Pioch (1 km à l'Est de la Trivalle, terme oVD, an. 47) qui a une composition de grés-grauwacke sodique (albitique). Ces faits soutiennent la différence lithologique observée entre les roches du versant oriental et celles du versant méridional.

- Un groupe constitué par les gneiss fins à petits yeux prélevés dans le terme X3. Ce terme (outre une amphibolite à composition basaltique nette, an. 12) est surtout formé de gneiss mélanocrates à petits yeux feldspathiques, contenant

(*) Voir les tableaux d'analyses chimiques.

des lits d'allure sédimentaire (rubans de quartzites, etc.). Or ces roches montrent tantôt une composition de type sédimentaire, tantôt de type franchement granodioritique. Elles forment un champ géochimique propre qui empiète sur celui des gneiss du dôme et sur celui des formations de couverture, d'origine sédimentaire nette. Cette dualité reste à expliquer.

Quant aux gneiss leucocrates massifs intercalés dans ces x_3 , leur composition en fait géochimiquement l'équivalent de rhyolites ou de leucogranites (an. 5 et 45).

TERRAINS SÉDIMENTAIRES ET FORMATIONS VOLCANIQUES

Formations primaires

Cambro-Ordovicien du versant nord de la zone axiale : monts de l'Est de Lacaune et de Saint-Gervais

Répartition des affleurements

Bien qu'affleurant plus largement sur les feuilles voisines Lacaune et Camarès, les terrains cambro-ordoviciens sont bien représentés en bordure nord-ouest de la coupure Bédarieux. Les affleurements correspondent à la terminaison vers le Sud-Est des monts de Lacaune contre le flanc nord des monts Caroux—Espinouse (zone axiale gneissique et migmatitique).

Sur le schéma structural à 1/ 200 000, cinq unités structurales découpent ces terrains : elles sont désignées par les lettres F, B, M, A et G dans la légende.

Au Nord du Sillon houiller de Graissessac et en allant dans le sens du chevauchement (Nord-Ouest au Sud-Est), on distingue :

- d'abord dans le coin nord-ouest de la feuille, le secteur du Massié qui est un témoin de l'unité IV dite de Fayet (F) ;
- puis l'unité III de Brusque (B) que traverse le Rieu Mates et que longe en partie le haut Dourdou ;
- puis encore l'unité II de Mélagues (M) dite également du mont Marcou ;
- enfin, l'unité I d'Avène (A) qui contient le granite du Mendic (unité autochtone d'Avène—Mendic).

Au Sud du Sillon houiller, on distingue :

- d'abord sur le rebord septentrional de la zone axiale, les affleurements de la haute vallée de la Mare,
- puis dans la zone d'ennoyage est de la zone axiale, l'unité (« ou écailles ») des monts de Saint-Gervais (G) avec des effets de chevauchement qui vont du Nord au Sud,
- et, enfin, dans le fossé de Bédarieux les affleurements du Pradal qui apparaissent en fenêtre sous le Trias.

Précambrien à Cambrien inférieur I, gréseux

Le Cambrien inférieur (k_1 , k_2) et le Cambrien moyen (k_3 , k_4) datés sont représentés sur la feuille Bédarieux.

Chacune des unités considérées (I à IV), celle de Saint-Gervais comprise, possède, sous les tous premiers dépôts calcaires ou grésocalcaires localement datés cambrien inférieur, une semelle détritique très comparable à celle que

constituent les grès de Marcory dans le versant sud de la Montagne Noire. Cette assise gréseuse puissante de plus de 1 000 m et n'ayant pas de base chronologique connue peut débiter au Précambrien.

k1. Formation schisto-gréseuse vert-brun du mont Marcou. C'est dans l'unité de Mélagues (M) que cette formation est la mieux représentée (1 000 m et plus) et la moins schistosée.

La partie la plus inférieure de la série est à dominante psammitique et pélique en petits lits, parfois de type laminite, avec quartz, plagioclase, micas (séricite, chlorite), tourmaline, apatite, etc.

A l'approche du contact chevauchant l'unité I, la schistosité pénéconcordante à la stratification So intensifie parfois le délit sédimentaire ce qui aboutit à des schistes plus sériciteux.

Le milieu de la formation, très monotone, comprend des bancs de grès verts à bleutés souvent micacés, bancs sans interlit différencié ni ravinement notable mais qui sont associés à des passées silto-quartzitiques rubanées, claires, et à d'épais intercalaires brun-vert, lités et rythmés avec lamines millimétriques silto-argileuses dans lesquelles on peut trouver de nombreux *ripple marks*, des micro-ravinements et des traces de vie : k1f...

k1f. Lentille calcaire et schistes bruns à micro-organismes. Un faciès particulier (k1f) a été représenté (J. Rolet, 1973). Il s'agit d'une mince passée (20 m) de *schistes brun-noir* sub-ardoisiers située légèrement au-dessus du milieu de la série et bien visible sur la route du col de Thalys à Mélagues. Au microscope, cet horizon contient de petites balles phosphatées renfermant des micro-organismes sphériques, siliceux, non déterminés actuellement. Localement, près de la maison forestière du Cayla, affleure une petite *lentille de calcaire gris-bleu* à fins tubes noirs phosphatés (Annélides ?), faciès associés à des termes schisto-arkosiques sombres, un peu calcaires.

NB : Ces lentilles rappellent les « calcaires de Salsigne » à *Enigmatica* du versant sud.

La partie supérieure de la formation est relativement plus gréseuse et massive avec quartz, plagioclase, chlorite et séricite pour l'essentiel et sans apport grossier. Elle se présente d'abord en gros « bancs » jointifs à limites parfois diffuses, avec figures sédimentaires telles que rouleaux de glissements sous-aquatiques, d'ampleur métrique, encadrés par de larges stratifications entrecroisées. De beaux exemples sont visibles sous les coteaux de Libournas près du Méjanel sur la route de Mélagues.

Puis la sédimentation devient mieux réglée vers le haut avec une plus grande abondance, dans les bancs et les joints, de lentilles de décalcification d'aspect brun terreux.

k1. Enveloppe du granite du Mendic : formation schisto-gréseuse à passées de tufs (kQ), grès rubanés à la base (k1G). Appelée auparavant « Schistes X », la formation détritique visible sur 500 à 700 m d'épaisseur, qui entoure le granite du Mendic et qui est sous-jacente aux blaviérites, a une composition essentiellement gréseuse, avec des teintes gris-vert à brunes, claires ou sombres ; ces dernières prédominent à l'approche du granite (métamorphisme).

k1G. Partie inférieure ou grès rubanés. De même que dans l'unité II et dans les monts de Saint-Gervais, ces grès fins et silts argileux sont caractérisés très souvent par un fin litage centimétrique ou rubanement marqué par des lits alternativement clairs et foncés, silteux et argileux mais sans granoclassement. Ce

faciès-type est visible sur la route au Nord de Truscas dans la vallée de l'Orb ou bien, si l'affleurement est dépoussiéré, sur les pistes de roulage de la mine de charbon de Graissessac près de Bézales par exemple.

La roche est plus ou moins riche en quartz, feldspaths détritiques (plagioclase et microcline), biotite très altérée et (ou) néoformée très fraîche, séricite, chlorite, apatite, pyrite.

Quelques rares niveaux particuliers interrompent la monotonie de ces grès rubanés qui prennent parfois un aspect quartzitique près du granite.

Cipolins à épidote (Nord-Ouest du col du Liourel et maison forestière des Cazalets). La roche se trouve en mince passée interstratifiée dans les grès avec un aspect finement rubané blanchâtre à vert noirâtre. La lame mince révèle de nombreuses recristallisations d'épidote (clinozoïsite), quartz, calcite et biotite brune.

Microbrèche de ravinement (entre le Liourel et le mont Véduscle, ou encore près du cimetière de Graissessac). Elle est également interstratifiée dans les grès, un peu au-dessus des cipolins, vers le milieu de la série gréseuse. La roche est d'aspect troué à l'affleurement et montre de nombreux éléments anguleux de petite taille (inférieure au cm) : microquartzite, roche microlithique (ancienne coulée kéraatophyrique (?) démantelée) et, parfois, tout petits galets de grès et de schistes fins ferrugineux. Le ciment de la brèche comme les fragments volcaniques contiennent de la biotite brune.

Des intrusions anciennes acides et basiques s'observent dans la partie inférieure de la formation qui est concordante en grand avec la coupole granitique sous-jacente.

Filons de « porphyroïdes » et de microgranites schistosés à quartz bleu et biotite. Des roches microlithiques à microgrenues, souvent « orientées », à quartz bleu et biotite se trouvent en filons de faible épaisseur (1 à 5 m), localement sécants mais en général sub-concordants avec l'encaissant gréseux, schistosé et métamorphique. Les roches peuvent être affectées d'une schistosité mylonitique intensifiant une orientation précoce (fluidalité primaire ?).

En dehors de beaux cristaux de quartz bleu-améthyste, d'aspect zoné, certains à lacunes de croissance et mis à part de gros phénocristaux automorphes de feldspaths (microcline et albite-oligoclase), la roche a une pâte gris-vert à rosée qui montre une mésostase entièrement recristallisée, orientée, avec traces de cataclase et de laminage. La biotite néoformée n'y est pas toujours fraîche et les phénocristaux peuvent être plus ou moins étirés en amandes.

Ces filons-couches sont considérés actuellement comme d'anciens satellites cambriens (rhyolites, microgranites) du granite du Mendic duquel les rapprochent leur caractère pétrochimique et leur disposition environnante.

δ. **Méta-amphibolites (méta-dolérites).** Des filons de roches vertes souvent altérées en boules recourent les grès encaissants. La roche contient de la hornblende verte, de la biotite brune avec épidote, sphène et un peu de quartz secondaire. Les feldspaths en structure intersertale sont albitisés. Les filons sont à rapprocher des sills doléritiques décrits dans les monts de Saint-Gervais (L. Latouche, 1968) ou de ceux observés dans l'unité IV des monts de Lacaune.

k1. **Schisto-gréseux à passées de tufs** (kq). La partie supérieure de la formation détritique (k1G) située sous le niveau de blaviérites a été cartographiée, car elle correspond souvent à des faciès plus fins de teintes variées (blanc, vert, beige, rosé) : on y trouve de fines lamines de composition silto-argileuse ou

bien riches en plagioclases et en esquilles de quartz (cinérites probables) comme au col des Cabannes ou vers la Croix de Bédière.

On peut également, comme vers le col de la Muraille ou sous le pic Ségala, y observer des termes de passage avec les blaviérites (k_q) ; ces faciès apparaissent déjà en petites lentilles (3 m sur 100 m) et à plusieurs dizaines de mètres en dessous du corps principal de blaviérites. Latéralement, dans des microcanaux, on passe progressivement d'abord de grès fins à des grès à quartz bleu avec passées de schistes soyeux, puis à des blaviérites types.

k_q . « **Blaviérites, porphyroïdes** » : tufs rhyolitiques, brèches (corps principal des volcanites dans l'unité d'Avène—Mendic). Les « blaviérites », nom donné par J. Bergeron (1889) en Montagne Noire, forment une bande repère continue dans l'unité I, avec une épaisseur variant de 50 à 200 mètres. Elles affleurent jusque dans la haute vallée de la Mare pour se réduire à des lambeaux vers la fermeture du Sillon houiller ; elles réapparaissent toutefois encore plus à l'Ouest (Murat-sur-Vèbre) sur le flanc nord de la zone axiale. Au Sud du Sillon houiller, elles contiennent souvent de la biotite.

Le faciès le plus courant : blaviérite communément « feuilletée » et qui correspond le mieux à la définition d'une « porphyroïde » (J. de Lapparent, 1909), est une roche d'aspect gneissique de teinte claire (blanchâtre à gris verdâtre) montrant des « yeux » de quartz gris-bleu et de feldspaths blancs ou rosés, variables en taille et en proportion. Des phyllites soulignent le débit feuilleté d'aspect soyeux : séricite-muscovite surtout avec rare chlorite et très peu de biotite primaire. Au microscope la roche est intimement laminée, les phénocristaux de quartz rhyolitiques et de feldspaths (microcline, albite) montrent des « queues d'éirement ».

Moins fréquentes sont les *blaviérites massives* visibles au bord du plateau de Tournols, au Nord-Ouest de Mècle. Elles montrent des termes de passage entre un type de roche aphanitique sans orientation préférentielle et le type « feuilleté » précédent. Au microscope, le matériel rhyolitique prend un caractère nettement fluidal avec enclaves volcaniques et passées cinéritiques et esquilles de quartz. De petits éléments schisteux peuvent s'y rencontrer.

A la base des blaviérites, en un seul endroit, au Nord de Mècle, J. Rolet (1973) signale une *brèche* d'aspect plus grossier à gros feldspaths plus massifs que ceux de la blaviérite commune et contenant des éléments divers dont certains d'origine volcanique avec microlithes de plagioclase et biotite brune. Une enclave gréseuse (?) est également signalée par A. Boiteau dans les blaviérites au pied du mont Marcoussel.

En résumé, il s'agit en tout ou partie d'un *tuf rhyolitique* à lappili (M. Roques, 1941) ayant subi, en général, un intense laminage tangentiel pouvant se surimposer à une fluidalité primaire. Ce faciès est à rapprocher des rhyolites fluidales à caractère ignimbritique de la Croix de Rocozels (feuille Camarès).

k_L . **Formation schistosée volcano-détritique du Layrac.** C'est une formation essentiellement détritico-schistosée, ayant subi des biseaux et des bourrages tangentiels d'où une épaisseur très variable (50 à 250 m) ; elle coiffe l'ensemble précédent (k_{1G} et k_q) dans l'unité du Mendic.

Elle est composée essentiellement d'une alternance (cm à dm) de schistes bleu violacé, de grès fins feldspathiques et d'arkoses plus ou moins grossières ou microconglomératiques. Ces roches remaniées contiennent les mêmes éléments, en clastes, que la « blaviérite » sous-jacente.

A la base de la formation, on note la présence constante, sur quelques mètres, d'une roche d'aspect cireux très fine, feldspathique (cinérite probable) très comparable à celle qui affleure sous les blaviérites.

La partie supérieure de la formation est à dominante schisteuse : schistes fins, satinés, à toucher talqueux, vert clair mais devenant noirâtres lorsque les premiers bancs dolomitiques s'y intercalent.

k1-2. Alternances de base : grés-carbonatées s.l. A la fin du dépôt détritique uniformément représenté sur les deux versants de la Zone axiale par les grès de Marcory, le passage à la sédimentation carbonatée massive s'est produit par à-coups avec répétition de certains termes : ce sont les « *alternances grés-calcaires* » décrites par B. Gèze (1958).

Parfois bien rythmées dans leur succession, elles peuvent être plus diversifiées admettant même localement (unités III et IV) des occurrences volcaniques. Un faciès particulier de « grès piquetés de limonite » peut s'y rencontrer, plutôt vers la base ; il est souvent fossilifère sur le versant sud (faciès Pardailhan).

La puissance de ces alternances peut varier beaucoup d'un versant ou d'une unité à l'autre.

Dans l'unité A, les alternances du type grés-schisto-carbonaté à *Olenopsis* sont bien développées (200-300 m) ; la coupe allant du col du Layrac au mont Pallios ou bien celle à l'opposé vers le Nord-Est, qui longe la piste Serviès—Rials montrent trois tranches successives de terrain :

- une base dont le rythme répété « schistes silteux—dolomicrite noire siliceuse » est couronnée par de gros bancs jointifs de *dolomie* claire ;
- une séquence intermédiaire régressive composée à la fois de minces niveaux gréseux à faciès Pardailhan et surtout d'alternances « schistes—dolomies » ;
- enfin, une partie supérieure avec de minces horizons métriques à oolithes siliceuses associées à des calcaires marmoréens montrant des figures de fluage et qui contiennent également des traces d'organismes : Stromatolites, restes de tubes et coquilles et, peut-être, les *Archaeocyathus* signalés par A. Michel-Lévy.

Dans l'unité M, les alternances bien que très réduites (20 à 50 m environ) sont argilo-calcaires vers la base puis grés-dolomitiques pour l'essentiel ; de ce fait, elles ne peuvent se distinguer aisément du matériel dolomitique qui leur succède ni d'ailleurs de la partie sommitale des grès.

C'est vraisemblablement dans la tranche gréseuse intermédiaire à faciès Pardailhan que M. Thorat a trouvé à plusieurs endroits et notamment à l'Ouest de Méjanel des restes de Trilobites du genre *Olenopsis*, faune non retrouvée depuis.

Plus au Sud dans le synclinal du Fau-Albès, le même auteur découvrit dans des calcaires et 100 m au-dessus des grès à *Olenopsis* une faune à Trilobites et *Archaeocyathes* ; cette tranche de terrains pourrait déjà mieux se corrélérer avec les alternances de l'unité I.

Dans les monts de Saint-Gervais (G) des « alternances » même atypiques ne sont pas connues.

Dans la haute vallée de la Mare, et plus particulièrement de part et d'autre du Sillon houiller, les deux types d'alternances (M et A) affleurent et sont juxtaposés par faille comme au Nord des Longagnes. Au Nord de l'accident (type M), un niveau métrique de calcaire à traces d'Annélides est repérable aussi bien entre le Puech Grisou et Fagairolles que dans le prolongement oriental, vers le

Péras, du calcaire dit du Bessou (J.-F. Becq-Giraudon) ce qui précise ainsi la nature du rebord septentrional du Sillon houiller.

Au Sud, secteur très tectonisé, le type A se retrouve soit dans les affleurements proches de Castenet-le-Haut, de Ginestet ou des Sucs : dolomies, calcaires algaires, oolithes et tuffites siliceuses... soit dans ceux, plus déformés, du Pont de la Mouline (gréso-carbonatés micacés...).

Dans l'unité B, les alternances qui sont du type carbonaté et volcano-détritique à *Archaeocyathes* coiffent le bourrelet anticlinal gréseux (k₁) au Nord d'Arnac ; elles se réduisent à des copeaux au Sud-Ouest de Canac. Leur type est décrit sur la feuille Camarès ; on ne rencontre ici que des dolomies massives à la base puis, au-dessus, quelques témoins de roches tufacées et volcano-détritiques, de roches siliceuses bleutées à oolithes et de rares calcaires à *Archaeocyathus*, ces derniers ayant été découverts près de la limite des deux feuilles, dans une petite carrière au Nord de la Mouline, route de Brusque.

Cambrien inférieur II, carbonaté

k₂. **Dolomies massives à *Archaeocyathus* et *Micmacca* (M), à *Stromatolites* (M et A).** Ces dolomies peuvent être très épaisses aussi bien dans l'unité d'Avène—Mendic (800 m ou plus) que dans l'unité de Mélagues (600 à 800 m), ou dans celle des monts de Saint-Gervais (400-500 m) ; par contre, elles se réduisent en allant vers le Nord-Ouest dans les unités III et IV.

• *Dans l'unité A*, par exemple au Nord-Est, près de la feuille Camarès, la partie inférieure (200 m) comprend des séquences dolomitiques alternativement grises à jaunes en petits bancs massifs ou bien bleu noirâtre et finement litées (« varvées ») à passées algaires stromatolitiques et à silex sombres. Tels sont les horizons cartographiés en k₂ notamment le niveau noir varvé siliceux.

Puis, au-dessus et sur une forte épaisseur (< 500 m), les *dolomies* deviennent massives, cristallines, de teinte claire à rousse avec altération ruiniforme, caverneuse ou sableuse, selon le degré de transformation subi. Ces dolosparites ont des teneurs en MgO voisines de 20 % pour 30 % de CaO, et sont pauvres en fer (moins de 1 %). Des dolomitisations secondaires avec exsudats de calcite sont assez fréquentes et masquent les structures primaires. Vers le haut de ces dolomies apparaît un niveau repère : k_{2b}.

k_{2b}. **Calcaire à Annélides et Phyllopoques de Saint-Geniès-de-Varensal (A).** Sous le chevauchement de l'unité II, la partie supérieure de la formation carbonatée, qui est jaunâtre et bien rythmée, recèle, outre quelques rognons de silex, un niveau de puissance décamétrique de calcaire bleu-noir à passées marneuses, glauconieuses, riches en débris fossilifères phosphatés : tubes coniques de pseudo-hyolithes, tubes d'Annélides, tests de petits Crustacés (Phyllopoques), etc., d'âge cambrien inférieur. Ce niveau, décrit dès la fin du siècle dernier par Bergeron et Cobbold puis par M. Thorat sous le nom de *Calcaire à Annélides*, affleure surtout au Nord-Ouest de Saint-Geniès-de-Varensal et se poursuit jusque vers le col de Thalys et au-delà. Il forme ainsi un repère (k_{2b}) à la partie supérieure de la formation carbonatée du Cambrien inférieur II car il peut être mis en corrélation soit avec les calcaires (k_{2b2}) du synclinorium de Brusque soit avec le schisto-dolomitique à *Ferralsia blayaci* (Cob.) du versant sud de la Montagne Noire.

Enfin, des traces d'*Archaeocyathes* sont signalées par A. Michel-Lévy (1932) entre Marcou et le col du Layrac.

• **Dans l'unité M**, la formation débute par des dolomies claires siliceuses, voire gréseuses localement rubanées. Celles-ci deviennent d'abord vacuolaires avec des figures contournées, puis elles sont massives sur une grande épaisseur (400-500 m). Les dolomies sont nettement stratifiées à leur partie sommitale avec niveaux à Stromatolites et couches litées contenant des lentilles cher-teuses et parfois des fragments algaires, des oncolites, etc.

Rappelons que dans le repli synclinal le Fau—Albès, entre ces deux villages situés plutôt à la base de la formation carbonatée *s.l.*, M. Thoral signale deux exemplaires de *Micmacca albesensis* Cob., associés à des *Coscinocyathus* sp., faune du Cambrien inférieur II (ex-Georgien supérieur).

k2a. Dolomies massives (A) avec : dolomie varvée noire, niveau siliceux, calcaires (F, B) et calcaires massifs. Au-delà vers le Nord-Ouest et l'Ouest de l'unité de Mélagues, les puissantes assises carbonatées (k2) laissent place à une série inférieure calcaréo-dolimitique massive (k2a) recouverte en concordance par une série réductrice argilo-calcaire (k2b).

Dans le coin nord-ouest de la feuille Bédarieux, des calcaires et des dolomies massifs n'apparaissent qu'en étroites bourrelets (Catonières) sis à la base de l'unité IV. Par contre, dans l'unité de Brusque, la formation k2a est totalement biseauté entre deux plans majeurs d'écaillages tangentiels qui se superposent au Nord d'Arnac.

Dolomie noire varvée (A). Il s'agit d'une dolomie noire finement litée, parfois siliceuse (2), et riche en matière organique (1).

k2b1. Schistes noirs à Acritarches et grès bruns micacés (B). Cette formation n'est caractéristique qu'en allant plus au Nord-Est dans le synclinal de Brusque où des grès bruns micacés forment la base des schistes noirs ardoisiers à nodules phosphatés livrant des Acritarches du Cambrien inférieur.

k2b2. Calcaires schisteux noirs à Archaeocyathus, silex au toit (B). C'est une formation calcschisteuse repère qui dessine la structure synclinale de Brusque ou du Plô de Canac sur la feuille Bédarieux. Des bancs décimétriques de calcaire bleu-noir avec interlits de schistes marneux noirs ont livré quelques Archaeocyathes au Sud de Cambias (feuille Camarès). Vers le haut, des petits corps noirs d'Annélides sont fréquents et la formation se termine par un horizon calcaire à rognons de silex.

k2b : rappel, pour mémoire.

k2V. Volcanites du Massié (F) : schistes, tufs..., laves basiques, calcaré-nite tufacée repère. Les laves et rares tufs situés dans le coin nord-ouest de la feuille (secteur du Massié) sont les seuls témoins d'un volcanisme qui s'est instauré principalement entre l'unité de Fayet (mont Merdelou) et celle de Brusque (C. Alsac, M. Donnot, 1978). Ce volcanisme acide et basique, calco-alcalin, s'est intercalé dans les sédiments au cours du Cambrien inférieur et moyen pour l'essentiel (coulées, pyro- et épiciastites avec remaniements locaux).

Certaines manifestations effusives plus tardives sont connues jusque dans le Silurien régional (sills et laccolites doléritiques ou ophitiques). L'ensemble de ce volcanisme fissural à hypo-volcanique est antérieur à la tectonique d'écaille.

• **Laves basiques et intermédiaires.** Les laves du Massié *s.str.*, de teinte gris-vert à jaunâtre, massives ou laminées, souvent aphyriques, ont une composition basique à intermédiaire (kératophyrique) avec, irrégulièrement et dans le

même affleurement, une tendance spilitique. A la sortie ouest du Massié, la roche claire légèrement aphyrique correspond à une andésite fluidale albitophyrique (57 % SiO_2 , 19 % Al_2O_3 , 6 % CaO et 6 % Na_2O) (*) avec phénocristaux de plagioclases altérés (épidote), mésostase de microlithes d'albite et produits secondaires : séricite, quartz interstitiel, clinozôisite.

La roche vert foncé à traînées chloriteuses planaires, qui se trouve dans la carrière proche de la source du Tempé, a une composition (*) assez semblable : 56 % SiO_2 , 15 % Al_2O_3 , 8 % CaO , 4 % Na_2O , etc. Il s'agit d'une roche à texture microlithique à sub-ophitique contenant surtout des plagioclases altérés en un mélange d'albite, chlorite, pumpellyite et quartz ainsi que des restes de clinopyroxène. Cette roche se trouve dans le prolongement de la dolérite de Candebouzes (feuille Lacaune).

Il est donc difficile ici de tout rapporter à une association primaire « spilite-kératophyre » étant entendu qu'une partie des laves provient d'une transformation physico-chimique d'anciens sills à composition de dolérite à tendance sodique, transformation parfois poussée dans les zones d'écaillage.

• **Calcarénite tufacée repère, cinérite, faciès remaniés.** Au Nord des laves du Massié, les tufs ne sont représentés que par des niveaux plus ou moins bien stratifiés, grauwackeux et cinéritiques, associés à des schistes noirs ou à des calcschistes tufacés.

Latéralement, s'interpénètrent, plutôt par effet intense de serrage et de coulissement, les laves andésitiques du type le Massié—Gabaude (hypovolcanisme ?) et les tufs sédimentés à éléments de composition kératophyrique distincte, éléments anguleux à sub-arrondis qui sont remaniés dans des niveaux arénitiques calcaires.

Sur le flanc sud du mont Merdelou et marquant la limite avec les schistes verts du Cambrien moyen, on peut suivre un *repère* grauwackeux à passées grésocalcaires et à très fins rubans ocre, cinéritiques, puissant de quelques mètres. Il coiffe des formations sous-jacentes tant sédimentaires (calcaire, dolomie) que volcaniques (laves, tufs), lesquelles sont représentées par la notation k_2V dans le coin nord-ouest de la carte.

k₂.3. Schistes calcaireux, gréseux, verts à bleutés (F, B). A partir de l'unité à faciès mixte de Brusque, et en allant vers le Nord, il est difficile de préciser stratigraphiquement le sommet du Cambrien inférieur (k_2). Cartographiquement, on constate l'existence constante d'une formation intermédiaire k_2 .3 comprise d'une part entre des carbonates massifs type k_2 ou des séries noires type k_2b et, d'autre part, les schistes verts du Cambrien moyen notamment ceux à francs nodules calcaires (étrés mais non transposés dans le plan de schistosité).

La formation intermédiaire calcschisteuse k_2 .3 comprend surtout des schistes verts à violacés intercalés métriquement à des passées de calcaires bleutés plus silto-gréseuses à la base. Au Nord du Massié, des occurrences volcaniques et des grauwackes s'y rencontrent encore. Localement, cette formation rappelle les faciès de calcaires entrelacés et marmoréens du versant sud.

Cambrien moyen

k₃.4. Cambrien moyen indifférencié. En raison de l'insuffisance des critères paléontologiques, les subdivisions : k_3 et k_4 , adoptées dans le Cambrien moyen

(*) Analyse chimique B.R.G.M., 1978.

sur la feuille Bédarieux sont à la fois d'ordre lithostratigraphique et cartographique. La notation k3 correspond aux premiers schistes verts à *Paradoxides*. La notation k4 s'applique dès les premières assises gréseuses (k4a), base de l'ancienne formation dite « Grès de Barroubio » qui se prolongeait jusque dans les quartzites trémadociens (O1b). Entre ces deux niveaux-repères gréseux, la formation détritique (k4-O1a) qui contient le passage cambro-ordovicien atteint une épaisseur variant de 200 à 400 m dans la seule unité de Mélagues où de telles séries affleurent.

k3. Schistes versicolores, nodules calcaires (M, B), couches à *Paradoxides* de Mélagues. Dans l'unité de Mélagues M, la formation schisteuse inférieure (k3) n'excède pas 20 à 30 m d'épaisseur parfois moins ; elle est toujours fossilifère. Elle comprend surtout des schistes tendres verts à jaunes plus ou moins riches en nodules calcaires dont la taille varie du centimètre au décimètre et qui, altérés et disposés en « creux », expliquent l'expression « schistes troués ». Ce faciès repère est encadré localement par des horizons de schistes de teinte violacée à lie de vin.

Vers le haut, les schistes verts non troués contiennent quelques grands *Paradoxides* et des plaques d'Echinodermes.

Ces schistes fournissent une faune abondante de Trilobites lorsque la schistosité n'est pas trop pénétrative. A signaler les gisements anciens découverts par M. Thoral à Boissézon de Masviel et à Mélagues ainsi que ceux plus récents du col de Coustel et de la Bayssède. R. Courtessole (1964) donne une liste détaillée de cette faune avec des niveaux paléontologiques A1, A2, B, C, et probablement D, E, et F qui seraient constants sur les deux versants de la Montagne Noire.

Dans l'unité de Brusque (B), l'ensemble dit des « schistes verts » du Plo de Canac doit être en grande partie d'âge cambrien moyen, aucune datation ni faciès ordovicien type et corréléable ne permettant d'élever stratigraphiquement la série.

— A la base, et immédiatement au-dessus des faciès de transition (k2-3) réduits à 10-20 m et soulignés au toit par un mince banc de calcaire marmoréen (Nord du Plo de Canac), apparaît un premier horizon à nodules calcaires et pélites jaunes dans lequel quelques débris de Trilobites ont été trouvés : Nord de la Moulène et Ouest de Canac. Dans le premier, M. Thoral signale de « l'Acadien moyen » avec : *Acnocephalus coronatus* Baur. et *Conocoryphe* sp.

— Le principal de la formation du Plo de Canac cumule une trop forte épaisseur (bourrage) au cœur du synclinorium qui découpe transversalement le Rieu Matès (150 m au plus ?). Elle comprend des schistes argileux tendres, verts à violacés, avec de très fines loupes calcaires altérées alternant avec des schistes sonores plus siliceux. Une autre couche décamétrique à nodules calcaires est visible au Sud et au Sud-Ouest du Plo de Canac avec traces de Trilobites.

k4a. Grès-quartzites et pélites jaune-vert (B et M) ; couches à *Paradoxides* de Gayragues. Dans l'unité II de Mélagues, des grès-quartzites verts à jaunes, légèrement micacés, à bancs jointifs ou à intercalaires argilo-silteux, forment un niveau repère, puissant de quelques mètres à 30-50 m au maximum, niveau qui se réduit en allant de Saint-Pierre-des-Cats (et au-delà vers le Nord-Est) au col de Coustel pour ne plus être représenté vers Boissézon. Ce niveau est comparable aux « quartzites de Ferrals » du versant sud.

Dans l'unité III de Brusque, la formation du Plo de Canac passe dans le secteur Gayragues—Revaliès à des pélites et des siltites micacées jaune-vert. Sub-

horizontales et localement fossilifères, elles contiennent, plutôt vers le haut, les tout premiers bancs de grès-quartzites.

L'ensemble cartographié en k3-4 semble peu épais (quelques dizaines de mètres) bien qu'il se prolonge jusqu'à Murat-sur-Vèbre. M. Thorat (1935, p. 110) décrit près de Gayragues, Bessoles et Revaliès, une faune assez riche de Trilobites, faune non révisée mais correspondant, sous réserve, à des niveaux paléontologiques (D, E, F ?) relativement élevés stratigraphiquement dans la nomenclature de R. Courtessole (1973).

k4b. Grès bleus et schistes micacés à *Bailiella* sp. et Acritarches (M), formation supérieure à Cystidés.

• **Couches à *Bailiella*.** Au-dessus des grès précités (k4a) de l'unité II, une tranche de terrain assez bien datée correspond au niveau de Saint-Pierre-des-Cats lequel se prolonge au Nord du col de Coustel. Sa puissance est difficile à évaluer en raison des répétitions tectoniques qui le font varier de 30 m à plus de 100 m d'épaisseur apparente au Nord du hameau.

Il s'agit de schistes silteux vert sombre à taches ovoïdes énigmatiques passant vers le haut à des silts micacés finement lités, parfois bioturbés ; ils contiennent quelques bancs gréseux de teinte gris-bleu à rouille avec traces de carbonates (lits « grauwackeux » et terreux).

Ces roches qui caractérisent les *alternances de Saint-Pierre-des-Cats* (C. Fournier Vinas *et al.*, 1977 et 1978) peuvent contenir, dès la base (20 à 50 premiers mètres), des Acritarches du Cambrien moyen et des Trilobites parfois entiers du genre *Bailiella* avec notamment *Bailiella* cf. *levyi* (niveaux paléontologiques G-H de R. Courtessole).

• **Niveau à Cystidés.** Au-dessus de ces couches à *Bailiella* et sur certaines coupes, existe une formation plus homogène et compacte, composée de dalles vert clair silto-gréseuses et micacées, à lits de décalcification fossilifères (traces d'Echinodermes, débris de Trilobites). Ce niveau supérieur (50 m ?) serait l'équivalent des « grès à Cystidés » du versant sud autrefois rangés dans le Potsdamien par M. Thorat.

Un doute subsiste actuellement quand à l'appartenance ou non au Cambrien supérieur de ce niveau gréseux à « *Peltura* » et articles de Cystidés.

k3-01. Cambrien moyen à Ordovicien inférieur. Formations indifférenciées.

k4-01a. **Zone de transition.** Le passage Cambrien—Ordovicien n'est pas à l'heure actuelle défini avec suffisamment de clarté ni du point de vue paléontologique ni du point de vue de la succession lithologique pour permettre de préciser la limite entre les deux systèmes.

A noter cependant que nous avons cartographié un *petit horizon gréseux micacé* décamétrique (crête de Serre de Raseyre) qui a livré des Acritarches ayant déjà une affinité trémadocienne. Ce repère local marque actuellement la base de l'Ordovicien (O1a).

Ordovicien inférieur

Du système ordovicien, seule la partie inférieure (O1-2) est connue dans l'unité de Mélagues (Trémadocien—Arénigien). Trois principaux ensembles lithostratigraphiques ordoviciens sont nettement cartographiables ; ils se résu-

ment en une formation à dominante gréseuse (O_{1b}) qui sépare un puissant flysch gris-noir d'âge trémadocien supérieur à arénigien inférieur (O_{1c-2}), d'une série schisto-gréseuse verte datée du Trémadocien inférieur (O_{1a}).

L'épaisseur totale de la série ordovicienne (O₁₋₂) est délicate à évaluer en raison des nombreux plis et biseaux tectoniques qui entraînent bourrage et amincissement des formations.

Les nodules du flysch précité ont des formes et des tailles variables centimétriques à décimétriques ainsi que des compositions différentes : silto-quartziteuse pour les plus petits à silto-carbonatée pour les plus larges (30-60 cm) ; ces derniers possèdent un cortex avec structure *cone in cone* et sont souvent altérés en terre ocre limoniteuse.

O_{1a}. Trémadocien inférieur. Schistes verts à passées décalcifiées à *Euloma geinitzi*. Immédiatement au-dessous de la première barre gréseuse apparaissent des schistes verts parfois soyeux parfois gréseux. Ils contiennent de minces horizons, lits ou lentilles calcaires qui sont souvent décalcifiés et qui évoluent en passées terreuses ou limoniteuses dans lesquelles les fossiles peuvent être fréquents.

Les niveaux d'accumulation lumachellique révèlent une faune abondante de petits Brachiopodes (Orthidés) et de Trilobites tels que : *Euloma geinitzi*, *Euloma filacovi*, *Geragnostus*, grands Asaphides en débris, etc. (gisement au Nord-Est de la Fayède).

L'ensemble (O_{1a}) pourrait atteindre 100 à 150 mètres.

O_{1b}. Grès quartzites et schistes intermédiaires. Il s'agit là d'un ensemble cartographiable (O_{1b}) comprenant deux barres de grès-quartzites à minces interlits schisteux qui encadrent des schistes brun-vert à gris-noir à très rares petits nodules siliceux. Les grès de la barre supérieure montrent de belles figures de sédimentation et sont parfois légèrement calcaires.

Cet ensemble, bien représenté dans les bois de la Grange et au Nord-Ouest de la Serre de Raseyre, peut être estimé, malgré les replis, à une centaine de mètres de puissance environ. Il peut se comparer en tout ou partie avec la « dentelle » trémadocienne du versant sud.

O_{1c-2}. Trémadocien supérieur—Arénigien inférieur. Schistes avec couches à nodules à *Asaphelina barroisi* et à *Acritarches* ; alternance de schistes et grès à la base. La série débute par des schistes gris-noir, à patine d'altération jaune paille à rouille caractéristique, associés à des grès en bancs décimétriques avec quelques minces horizons de silixite ; cette alternance contient de petits nodules siliceux devenant plus rares à la base.

Au-dessus, les couches argilo-silto-micacées à nodules fossilifères affleurent largement dans les bois de la Ramasse, de la Tennale et de Saint-Thomas. Outre *Asaphelina barroisi*, les nodules ont livré un assemblage d'*Acritarches* trémadociens assez riche avec, entre autres : *Acanthodia crodium simplex*, etc. (C. Fournier-Vinas).

L'ensemble plissé O_{1c-2} peut atteindre 200 à 300 m ou plus avec réserve.

O₂. Arénigien inférieur. Schistes noirs de Canac à *Taihungshania miqueli* et à *Acritarches*. L'Arénigien inférieur est constitué par les schistes fins silto-micacés gris-noir d'Arnac—Canac, assez riches en matières organiques, avec quelques bancs gréseux blancs. M. Thoral y a reconnu de très rares exemplaires de *Taihungshania miqueli* (var. *flexuosa*), d'*Ampyx priscus*, de *Clonograptus*

cf. *rigidus*, etc. rencontrés les uns au Sud de Canac, les autres au Sud de Las Devèzes.

L'existence de l'Arénigien basal a été confirmée récemment (1977) par la découverte d'Acritarches dans les nodules précités avec *Micrhystridium shinetonense*, *Coryphidium bohemicum*, etc. Ces nodules contiennent également de nombreux *Asaphelina barroisi* cf. et *Niobella (Niobe) lignieresi* avec Orthocères, Gastéropodes, Orthidés, etc. ; ces Trilobites sont considérés depuis peu (1978), sur le versant sud de la zone axiale et par rapport aux Graptolites, comme le début de l'Arénigien.

Les terrains (100 m et plus ?) rapportés à l'Arénigien semblent dessiner un repli synclinal au Sud de Canac et d'Arnac mais avec des limites assez floues surtout vers le Nord.

Dévonien

Versant sud de la Zone axiale de la Montagne Noire [Unités de Saint-Michel (M) - Unités de Faugères (F)]

SE. Schistes sériciteux verdâtres du bois de l'Estelier. Ces schistes peuvent être attribués à l'Ordovicien ou au Silurien compte tenu de leur lithologie. Ils sont cependant évoqués ici à cause de leur position structurale, à savoir une lentille tectonique à la base de l'unité du bois de l'Estelier.

d₁F. Gédinnien. Calcaire en plaquettes. Dans la seule unité du bois de l'Estelier, des termes inférieurs aux dolomies siegeniennes ont été observés. Il s'agit de calcaire en fines plaquettes et de calcschistes, de teinte grise, à très abondants articles d'Encrines et spicules d'Echinodermes dans la partie inférieure. Des Bryozoaires ont été reconnus au sommet de cette formation.

d_{2c-d}M, d_{2c-d}F. Siegenien—Emsien inférieur. Série dolomitique.

Emsien basal. L'Emsien basal est formé d'une quinzaine de mètres de calcaires, calcschistes, dolomies en plaquettes, récurrents sur une quinzaine de mètres, de teinte blanchâtre à blanc grisâtre.

Siegenien. Dans la zone de Faugères, de grandes masses (au moins deux cents mètres d'épaisseur) de dolomies très fines, claires (souvent blanches), représentent le Siegenien. Dans la zone de Saint-Michel, une dolomie (recristallisée ?) saccharoïde, beige à grise, à patine rousse et gros grain, occupe la même position stratigraphique.

d_{2d}MF. Emsien inférieur. Calcaire massif. Une barre de calcaire massif blanc à gris clair, souvent veiné de gris, constitue l'Emsien inférieur calcaire (épaisseur 10 à 20 m).

d_{2e-3b}MF. Emsien supérieur—Eifélien inférieur—Eifélien moyen. Calcaires siliceux. Sous les calcaires massifs de l'Eifélien supérieur, une série de calcaires lités à intercalations siliceuses occupe la majeure partie de l'Emsien et de l'Eifélien.

Calcaire gréseux à patine jaune. Une dizaine de mètres de calcaires et de calcschistes gréseux lités, à patine jaune, constituent un bon niveau repère à la base de la série siliceuse (quelques silix).

Calcaire lité à silex. L'Emsien supérieur est très proche de l'Eifélien ; l'absence de fossiles silicifiés et l'abondance de gros rognons de silex clair permettent en général de le distinguer comme tel.

Calcaire lité à fossiles silicifiés. L'Eifélien inférieur est représenté par un calcaire gris, lité, à joints gris à bruns, riche en cherts de belle taille et en fossiles silicifiés (dit calcaire à Polypiers siliceux).

Calcaires lités. L'Eifélien moyen est représenté par environ trente mètres de calcaire orange à rose saumon, en bancs d'une cinquantaine de centimètres, séparés par des joints calcschisteux violacés à rouges. Quelques petits rognons de silex sont parfois présents.

Nota : les calcaires siliceux présentent des cristallisations de quartz dans les fissures (seul cas connu dans le Dévonien). Ces cristaux, parfois centimétriques, sont caractéristiques de la formation.

d_{3cF}. Eifélien supérieur. Calcaires versicolores. L'Eifélien supérieur est constitué de calcaires massifs à grain fin à très fin, de couleur très variable (blanc, rosé-crème, chocolat, brun, rouge, gris, noir), dans lesquels quelques bancs de calcaire blanc rosé s'individualisent vers le bas (quelques entroques).

d_{4F}. Givétien. Calcaires biodétritiques. Le Givétien présente un faciès caractéristique de calcaires à grain moyen à gros, fréquemment saccharoïdes et pulvérulents. Le fond de la roche, gris à blanc grisâtre, est parcouru de veines grisâtres diffuses, riches en débris de calcite noire, où l'on reconnaît des articles d'Encrines.

d_{5-h_{1M}}, d_{5-h_{1F}}. Frasnien—Famennien—Tournaisien inférieur des zones de Saint-Michel et de Faugères. Calcaires noduleux. Le Dévonien supérieur est caractérisé par le développement important des calcaires noduleux. Dans la zone de Faugères, trois termes sont nettement distincts :

- des calcaires gris sombre à nodules clairs dits « infragriotte » ;
- quelques mètres de calcaires à nodules roses, à ciment rouge vif à violacé (associés fréquemment à des termes noirs ou jaunes), dits calcaires « griottes » ;
- vers le haut de la série, une trentaine de mètres de calcaires gris à nodules gris à beiges et joints sombres, dits calcaires « supragriotte ».

L'épaisseur de cette trilogie peut être estimée à une centaine de mètres.

Dans la zone de Saint-Michel, le Dévonien supérieur, nettement différent et généralement coïncé dans les contacts anormaux, semble se réduire à quelques dizaines de mètres de calcaire très noir, à passées noduleuses (nodules blancs), avec une zone plus violacée, à joints rougeâtres, qui peut correspondre au calcaire « griotte ».

Nota : les dolomies secondaires incontestables sont assez rares dans la série dévonienne. Les zones très tectonisées (par exemple la région du Baldaquio) sont caractérisées par une dolomie rousse ou bleutée à patine rousse. Quelques taches de dolomies secondaires, de petite taille, existent également dans la région de Faugères, généralement au voisinage des masses dolomitiques du Siegenien.

Carbonifère

Bande au Sud de l'Orb

Le Carbonifère au Sud de l'Orb se limite au Dinantien, partie intégrante des unités tectoniques du versant sud.

h_{1b-2}. Tournaisien supérieur et Viséen inférieur. Calcschistes, lydiennes. Calcschistes de teinte claire (beige), présentant à la base un niveau de lydiennes noires épais de 3 m en moyenne. La partie médiane de cette série montre quelques niveaux de tufs ou de jaspes. Dans la zone de Saint-Michel, cette formation est réduite à quelques mètres d'épaisseur.

h_{2F}. Viséen de la zone de Faugères. Schistes, calcaires, grès. Ce faciès est remarquable par la présence de grès grossiers, de bancs de calcaires plus ou moins gréseux, gris à beiges, de schistes gréseux bruns à noirs et de calcschistes blanchâtres. Des schistes beiges à nodules blancs (phosphatés ?) y ont été également repérés.

h_{2M}. Viséen de la zone de Saint-Michel. Schistes, calcaires. L'aspect général de ce faciès est plus fin et plus sombre que celui de la zone de Faugères. On ne trouve pas de grès grossiers, mais les bancs de calcaire noir, de taille décimétrique, sont nombreux. Les schistes prennent un aspect ardoisier caractéristique.

Ces deux faciès (Faugères et Saint-Michel) constituent des variations latérales du Dinantien, témoignant probablement de zones de sédimentation différentes.

L'épaisseur totale du Dinantien est impossible à déterminer.

Remarques concernant le Dévonien et le Carbonifère du Sud de l'Orb

Paléontologie. Quelques niveaux sont assez riches en macrofossiles.

Le complexe « griotte » comporte de nombreuses Goniates, Orthocères et entroques. La plupart de ces fossiles se rencontrent dans le calcaire « griotte » proprement dit, mais les calcaires « supragriottes » en sont également riches.

Les calcaires biodétritiques contiennent de nombreux fossiles et en particulier des articles d'Encrines en abondance.

La base des calcaires massifs du Givétien présente également des entroques et des Orthocères.

Les calcaires siliceux de l'Eifélien sont riches en fossiles silicifiés parmi lesquels on note des Encrines, des Polypiers solitaires de plusieurs formes, des Polypiers coloniaux et des Spongiaires.

L'Emsien semble être azoïque sauf dans sa partie supérieure où des baguettes siliceuses (spicules d'Echinodermes ?) ont été observées.

Les dolomies du Dévonien inférieur ne contiennent pas de fossiles. En revanche, le calcaire à entroques est très riche en débris d'Encrines et (?) en spicules d'Echinodermes, ce surtout à la base de la formation.

Stratigraphie. En excluant les formations anté-dévonniennes allochtones très peu représentées, de nettes différences lithologiques existent entre la zone de Faugères (« Culm », Dinantien gréseux, Dévonien supérieur de type « complexe Griotte », dolomies du Dévonien inférieur fines, présence de calcaires à entroques) et la zone de Saint-Michel (Viséen schisto-calcaire fin, Dévonien supérieur noir peu différencié, base de la série entièrement constituée de dolomies sac-

charoïdes). Ces différences sont probablement à mettre sur le compte d'une sédimentation effectuée dans des domaines paléogéographiques différents, au moins en ce qui concerne le sommet de la série (Dévonien supérieur et Dinanien).

Dans la zone de Saint-Michel (Soumartre, pic de Tantajo) les lydiennes (h_{1b-2}) sont discordantes sur les formations plissées du Dévonien.

Bassin stéphanien de Graissessac

Le Stéphanien du bassin de Graissessac affleure sur une longueur de trente kilomètres pour une largeur maximum de deux kilomètres et demi. C'est un synclorium d'axe est-ouest pincé dans les terrains paléozoïques anciens du Nord-Est de la Montagne Noire. Il trouve son origine dans le jeu du grand décrochement qui jalonne au Nord la zone axiale métamorphique. À l'Ouest, il se termine en pointe vers Murat-sur-Vèbre et, à l'Est, il s'ennoie sous le Permien du bassin de Lodève. Au Nord, il repose en discordance sur le Cambrien inférieur (à Précambrien) des unités structurales de Mélagues—Marcou (M) et d'Avène—Mendic (A). Au Sud, il est soit en contact anormal soit discordant sur des formations directement accolées au flanc nord du massif granito-gneissique de l'Espinouse—Caroux qui constitue l'extrémité orientale de la zone axiale de la Montagne Noire.

La récolte de flore dans l'ensemble de ce Houiller a permis de le dater du Stéphanien moyen (Stéphanien B) assez élevé.

Le bassin présente deux zones isopiques bien individualisées dans leur lithologie et dont l'évolution semble étroitement contrôlée par les structures préexistantes à la mise en place du Stéphanien.

Zone isopique occidentale

On y distingue, de bas en haut et du Nord au Sud :

h_{5b1}. Série de base du plateau de Fagairolles. Série fluviatile à conglomérats, grès grossiers blancs, siltites et *shales* grises de nature lenticulaire. Elle représente l'épisode initial de remplissage du bassin. Elle est érodée, au niveau du Péras, par le conglomérat rouge de la Croix-de-Mounis (h_{5b2c}). La mauvaise qualité des affleurements ne permet pas de connaître son épaisseur exacte ; elle serait d'au moins 100 mètres.

h_{5b2c}. Conglomérat rouge de la Croix-de-Mounis. Conglomérat à matrice rouge lie-de-vin, à éléments très grossiers (décimétriques à plurimétriques), très mal triés, provenant pour l'essentiel des terrains immédiatement voisins, voire sous-jacents au Carbonifère. Tous ces éléments montrent une altération superficielle sur 1 centimètre environ. Ce conglomérat présente toutes les caractéristiques d'une mise en place par coulée boueuse, suggérant un temps de dépôt assez bref et un milieu de très haute énergie. Il repose en discordance sur la série de Fagairolles, qu'il érode. Localement, au Péras, il passe latéralement à des *grès gris-vert* à grain moyen avec de nombreuses passées conglomératiques dont les éléments sont bien moins volumineux que dans le conglomérat rouge. L'épaisseur varie entre 250 mètres et 300 mètres.

h_{5b2p}. Série à anthracite de Pabô (ou Pabau). Série fluvio-lacustre très complexe dans laquelle trois unités lithologiques, passant latéralement de l'une à l'autre, ont été distinguées :

— à l'Ouest, l'unité du plateau de Fagairolles, à caractère fluviatile, avec grès grossiers bruns, passées conglomératiques et siltites grises litées ;

— ensuite, le *conglomérat gris du Raste* (h_{5b2R}) qui présente les mêmes caractéristiques sédimentologiques que le conglomérat de la Croix-de-Mounis sauf l'absence totale de coloration rouge et d'altération des galets ;

— puis, à l'Est, centrée sur Pabau et Plaisance, une *unité à caractère lacustre bordier* à grès, schistes et charbon à l'état d'antracite. Il est à noter que les couches de charbon se stérilisent vers l'Est, vers le conglomérat du Raste.

L'épaisseur totale est inconnue, mais environ 300 mètres ont été observés dans la colline de la Cadausse, à l'Ouest de Plaisance.

Zone isopique orientale

C'est la zone productive principale du bassin.

h_{5b2}. Zone des faisceaux de houille. Série fluvio-lacustre avec grès grossiers blancs, siltites grises et *shales* noires fossilifères, et charbon. Deux sous-zones isopiques y sont distinguées :

— une sous-zone où le charbon s'est déposé dans des bassins autonomes, contemporains et séparés par des seuils de nature inconnue. Le charbon est souvent présent en grandes quantités (jusqu'à 16 % de la série lithologique) donnant des couches nombreuses, épaisses (jusqu'à 7 mètres) et assez régulières. Cette zone s'étend à l'Ouest de Graissessac (Rive Droite) et au Nord des affleurements de Houiller à l'Est de cette ville ;

— une sous-zone isopique qui s'étend au Sud-Est de la précédente et qui est centrée sur le village de Camplong. Elle se caractérise par l'absence de charbon. Les couches de l'Ouest et du Nord se stérilisent donc vers le Sud-Est.

L'épaisseur de la série varie entre 450 mètres (sondage de Saint-Xist n° 1) et 500 mètres.

Permien

Limitant au Nord les plateaux jurassiques enserrant Bédarieux, la grande faille de la Tour-sur-Orb fait surgir à découvert le Permien, ici dépendance (et terminaison occidentale) du Bassin de Lodève par delà le Trias-Lias de l'Escandorgue.

r_{1a}, r_{1b}. Autunien. Schistes bitumineux et grès, pélites lie-de-vin. Cet étage a fait l'objet de recherches récentes en vue de la prospection de l'uranium. Faute d'avoir pu réussir à obtenir à temps communication de ces travaux, les contours représentés sur la carte ne sont pas tous à jour.

Rappelons que l'on distingue dans l'Autunien du Lodévois cinq niveaux principaux, du haut en bas : *e*) niveaux de Viala 2 et 1 ; *d*) niveau du Mas d'Alary ; *c*) niveaux de Loiras 2 et 1 ; *b*) niveau d'Usclas ; *a*) niveau de la Tuilière. Les niveaux *e* à *c*2 forment l'« Autunien rouge » (ici r_{1b}) à sols de végétation fréquents, les niveaux *c*1 à *a* « l'Autunien gris » (r_{1a}). Le niveau *d* abonde en gouttes de pluie fossiles. Sur la feuille Bédarieux, il s'avère que l'Autunien est incomplet (donnée confirmée par Paul Ellenberger sur la base des pistes de Vertébrés et des traces physiques). On est ici en régime de bord de bassin avec inégale transgressivité des divers niveaux.

Les contours ici donnés sont à revoir dans la région de Lunas et le bois de Fialhomme.

Entre Lunas et le Pont-d'Orb, le Saxonien paraît reposer directement sur le niveau du Mas-d'Alary (argilites et pélites en plaquettes rougeâtres). Ce dernier

vient se terminer en biseau vers le Nord-Ouest ; il y repose sur les grès rouges de Loiras et le sommet du niveau d'Usclas. On y observe de nombreuses pistes de Vertébrés de grande (*Cyclopus*) ou petite taille. En surface, l'Autunien rouge vient buter par une faille transverse contre l'Autunien gris, lequel forme une crête, et le versant au Sud-Ouest de la faille. Comprenant surtout des grès gris à patine marron avec des plaquettes grises, il se limite au niveau d'Usclas ; le niveau de la Tuilière manque.

Au Nord-Ouest de la Tour-sur-Orb, le triangle du bois de Fialhomme se signale par un débordement spectaculaire de l'Autunien rouge basal (niveau de Loiras, à vestiges de pistes de Vertébrés, et peut-être aussi du Mas-d'Alary basal) sur l'Autunien gris (niveau d'Usclas, ici surtout en plaquettes gris bleuté), lequel se termine en biseau au Nord-Ouest sur le Houiller, avec chenal conglomératique basal, visible près de la côte 489.

r2. Saxonien. Conglomérats et grès. La base du Saxonien est caractérisée par un faciès gréso-conglomératique rouge brique, à galets principalement quartzeux, puissant de 30 m environ, tout à fait distinct des conglomérats de bordure mentionnés ci-dessous. Ce terme semble faiblement discordant sur l'Autunien sous-jacent.

r2-3. Saxono-Thuringien. Pélites rouges, minces bancs gréseux, conglomérats interstratifiés. Le Saxono-Thuringien très puissant (plus de 600 m) sous son faciès typique de *ruffes* a pour terme dominant des argilites limoneuses, rouge lie-de-vin un peu roussâtres, très monotones, se débitant en petites plaquettes irrégulières tendres ou en débris subpolyédriques. Dans toute la série mais surtout les deux tiers supérieurs (série de la Lieude), sont intercalés à intervalles irréguliers (quelques décimètres à plusieurs mètres) de minces lits durs de grès ultra fin, blanc verdâtre à brunâtre, remarquablement plans et parallèles en grand, à surface supérieure très lisse. On y observe localement des *ripple-marks*, des fentes de dessiccation, quelques figures de charge, pistes d'Arthropodes, etc. Dans la partie inférieure (série de Rabejac), l'aspect général est moins stratifié et les lits durs tendent à devenir brunâtres (présence occasionnelle de traces de gouttes de pluie).

Sur le territoire de la feuille Lodève, le Saxono-Thuringien, plus anciennement étudié, a déjà livré (études en cours de Paul Ellenberger) des pistes de vertébrés variés d'affinités gondwaniennes probables (auxquelles s'ajoutent des végétaux mal conservés), permettant une subdivision paléontologique (ichnologique) de l'ensemble.

• **Conglomérats interstratifiés (1).** L'ensemble de la série précédente est envahie latéralement, du Nord de Boussagues à Carlencas, par des décharges en biseaux formant conglomérat polygénique de bordure, parfois grossier, à éléments surtout paléozoïques, notamment calcaires, probablement issus du jeu, alors à regard nord, de l'actuelle faille de la Tour-sur-Orb (à rejet ultérieur en sens inverse).

Formations secondaires

Sur la feuille Bédarieux, le Mésozoïque est conservé d'une part en position haute dans l'angle nord-est de la feuille (partie du promontoire de l'Escandorgue, appendice méridional du causse du Larzac) et, d'autre part, affaissé en position basse, dans le fossé de Bédarieux proprement dit. Celui-ci forme un

triangle délimité par des failles et représente les terrains de couverture post-paléozoïque de l'extrémité orientale de la zone axiale de la Montagne Noire, basculée vers l'Est.

Trias

t₁₋₂. Trias inférieur (à moyen).

t₁. **Marnes rouges et vertes.** Terme très inégalement développé. A Lamalou-les-Bains, on observe jusqu'à 30 m d'une série à dominante d'argilites et limons pourpres se désagrégeant en fines écailles ou polyèdres friables très finement micacés, parfois à lits vert clair ou gris. Il s'y intercale des bancs de grès tendre jaune verdâtre brunissant et des rognons, croûtes ou cloisons carbonatés ou rouillés.

Une brèche locale de base a été observée en sondage.

Dans l'angle nord-est de la feuille, le terme t₁ est formé principalement d'argilites de lithologie analogue, avec bancs sableux et gréseux, mais ici passant à leur base à deux ou trois gros bancs de *grès inférieurs* parfois conglomératiques. Ces derniers, très continus, reposent en discordance angulaire spectaculaire tant sur le socle que sur divers niveaux du Permien (« phase du Palatinat »).

t₂. **Grès massifs, parfois carbonatés.** Puissante assise (25-30 m) où dominent de gros bancs de grès massif, souvent moucheté, avec ou sans dragées de quartz, associés à des lits d'argilite sableuse bariolée, parfois grise ; le sommet devient dolomitique et peut être surmonté d'un lit massif de dolomie à patine brune (ex. : Sud-Est de Pradal), qui appartient stratigraphiquement et cartographiquement au terme t₂. Ce terme t₂, à tendances transgressives, est communément attribué au Trias moyen. On y a vu, très localement, des pistes de Reptiles mal conservées (Sud-Est de Lamalou-les-Bains).

t₃₋₉. **Muschelkalk et Trias supérieur indifférenciés.** Au-dessus des grès t₂, le reste du Trias forme un talus marneux très souvent occulté par des glissements de terrain.

t₃₋₅. **Muschelkalk. Marnes grises à plaquettes carbonatées.** La partie basale des marnes prend, sur 5 à 15 m d'épaisseur, un aspect particulier qui les a fait distinguer cartographiquement. A l'affleurement, le faciès dominant caractéristique est celui de marnes finement gréseuses en plaquettes gris jaunâtre cariées (souvent rouillées et tordues), avec lits minces de grès dolomitique et de dolomie parfois couronnés par un banc de cargneules. Ce niveau est ici rattaché au *Muschelkalk* (Trias moyen) sans arguments paléontologiques.

t₆₋₉. **Trias supérieur. Marnes irisées, gypse.** Le gros du talus est formé par le faciès classique (Keuper des auteurs) de marnes bariolées roses, rougeâtres, vertes, ou amas isolés de gypse (anhydrite dans les sondages par ex. à 600 m au S.SE de Villemagne) et passant à leur sommet aux faciès du Rhétien. Des teintes grises alternent avec les teintes « irisées », roses et verdâtres ; on note des intercalations grésodolomitiques. La puissance, variable, peut atteindre 80 mètres.

t₁₀. **Rhétien. Alternances de marnes vertes, dolomies micritiques et grès.** Cet étage forme ici la base de la série carbonatée liasique et sa limite

supérieure est un peu conventionnelle. On peut y décrire (M.-C. Bernet-Rollande) cinq termes, de bas en haut, selon les roches dominantes :

- *marnes vert foncé, écailleuses*, plurimétriques ;
- *dolomies jaunes gréseuses* (7 à 12 m) à lits de marne verte, grès, calcaires dolomitiques, etc.
- *grès microconglomératiques* (3 à 14 m) ; la roche typique est un grès grossier à graviers de quartz blanc ou rose et intraclastes de marne dolomitique ; ce faciès peut former (les Aires) la base de séquences à grès carbonatés puis calcaires dolomitiques rubanés à délits argileux, écailles de Poissons et empreintes de coquilles (dont *Avicula contorta* Portl.) ;
- *marnes gréseuses sombres* (2,5 à 10 m) à débris végétaux abondants, dents et écailles de Poissons, *Bactryllium*, *Avicula contorta* Portl. Des bancs de grès peuvent s'y insérer ;
- *calcaires dolomitiques rubanés* (10 à 15 m) à lits intercalaires variés [marnes verdâtres, marnes grises feuilletées, à débris végétaux et coquilles (*Cardita* sp.) calcaires oolithiques et bioclastiques, etc.] et décharges gréseuses irrégulières. Au Nord de Lunas, on a trouvé dans ce niveau *Myophoria postera* Quenst. et cf. *Gervilleia praecursor* Quenst.

Il est à noter que, dans le Rhétien, l'apport gréseux paraît étranger à la logi-que sédimentaire argilo-carbonatée. Les marno-calcaires dolomitiques fournissent aussi des moules de Gastéropodes globuleux.

Dans la région comprise entre Lamalou-les-Bains et le Pradal, le Trias a enseveli de vigoureux paléoreliefs, localement encroûtés de brèches (cf. R. Martin, 1975), d'où un développement très inégal des divers termes de la série (les plus hauts reliefs n'ont été recouverts que par le « Keuper » élevé). Ces paléoreliefs ont joué un rôle important et complexe dans les phénomènes de silicification quartzreuse et de minéralisations métalliques de divers types. On note aussi que les formations du Trias, bariolées à l'affleurement, sont souvent notées par les auteurs comme de couleur grise dans les sondages, avec présence fréquente d'anhydrite disparue en surface. L'absence d'évaporites dans les terrains anté-triasiques conduit à interpréter celles du Trias comme d'origine lagunaire en milieu paralique confiné.

Jurassique

Le Jurassique de la région considérée est caractérisé par des conditions de « seuil », qui se traduisent à certains niveaux par de nombreuses lacunes, biseaux, réductions d'assises et de zones paléontologiques, lentilles et « flaq-ues » discontinues, etc.

I₁. Hettangien inférieur. Dolomies saccharoïdes, calcaires. L'Hettangien inférieur est en général représenté par une dolomie saccharoïde souvent un peu rosée en cassure, à patine foncée, subdivisée en quelques gros bancs massifs. Sa puissance totale dépasse 30 m à Lunas et 20 m au Sud-Ouest de Bédarieux. L'ensemble des termes I₁₀ et I₁ atteint une puissance maxima au droit de Lunas, puissance qui se réduit progressivement vers le Nord de la feuille.

Un niveau intercalaire en plaquettes a fourni des débris d'Echinides (M.-C. Bernet-Rolande, 1972). A. Boulanger a trouvé sur la feuille Camarès (et en débris près de Lunas) des Ophiures bien conservées (*Aplocoma mutata* Hess.) dans un niveau similaire à la base de la formation.

Sur le bord sud du plateau dominant Dio et Valquières, l'Hettangien inférieur présente un faciès très intéressant (1). Sur une puissance pouvant atteindre 40 à 45 m, à la place des dolomies saccharoïdes, on observe, comme faciès dominant, des calcaires très purs, à patine blanche en grands bancs blonds à gris-fauve en cassure, rarement rosés, mal lités (joints ondulés stylolitiques), sauf par intercalations espacées de lits dolomitiques parfois en minces plaquettes. Aucun macrofossile n'a été trouvé. Sur le terrain, deux faciès alternent sans ordre : l'un est un calcaire à grain très fin et éclats esquilleux, essentiellement micritique à sections occasionnelles de petits Lamellibranches et Gastéropodes ; l'autre a un aspect calcarénitique ou suboolithique, à faibles indices de courants (milieu d'énergie moyenne).

Au microscope, on observe des faciès assez variés. Les calcaires micritiques, souvent homogènes, peuvent aussi montrer des laminations lophéritiques peu nettes ; ils sont plus ou moins grumeleux (pelmicrites), graveleux (intraclastes), ou franchement microbréchiques (avec remplissages de bioturbation ?). Les calcaires en grains ont une matrice « boueuse » micritique (*packstone*), ou comportant un ciment sparitique (*grainstone*), en ce cas formé en un ou en deux épisodes (une phase précoce à cristaux aciculaires rayonnants autour des grains, et une phase tardive à cristaux calcitiques comblant la porosité résiduelle). On observe beaucoup d'ooïdes et de grains revêtus, ainsi que des coprolites de Crustacés. Parmi les débris biogènes, on note aussi des Ostracodes et des sections typiques de bras d'Ophiures (« *Saccocoma* ») ainsi que des fragments de tests de très petits Lamellibranches à structure prismatique particulière, outre les fragments de type courant, souvent dissous (fantômes à liseré micritique dans la sparite).

Enfin, des phénomènes complexes de dolomitisation, dédolomitisation, pseudomorphoses de sulfates, etc., ne sont pas exclus dans certains bancs.

l2. Hettangien supérieur. Dolomies micritiques. Passant graduellement au terme suivant, il est formé à son sommet de quelques mètres de calcaire marneux légèrement dolomitique à cassures conchoïdales, laminé, à débris végétaux (*Brachyphyllum papareli* de Sap.) considéré depuis J. Ressouche et C. Roquefort comme un repère de valeur régionale ; plus bas on observe une puissance variable (plus de 180 m dans l'angle nord-est de la feuille, 120 m dans le fossé de Bédarieux) de dolomies « cubiques » à grain fin, bien litées et diaclasées, avec intercalations calcaires isolées et texture finement laminée fréquente, à l'intérieur des lits très réguliers. Une empreinte isolée de pied de Dinosaur bipède a été observée sur une surface de banc au Sud d'Hérépian, attestant la très faible profondeur du dépôt (de telles figures sédimentaires sont fréquentes ailleurs en France dans ce type de faciès, au Rhétien et à l'Hettangien).

Dans l'Hettangien supérieur, on observe, en outre, de nombreux critères d'environnement de dépôts supratidaux (polygones de dessiccation, lamines cryptalgaires, pseudomorphoses de cristaux de gypse et de nodules d'anhydrite) confirmant la très faible profondeur du dépôt.

l3.4. Sinémurien s.l. Calcarénites, calcaires biodétritiques. On observe des chailles à divers niveaux de l'ensemble l3-l4.

Sur le terrain, on y distingue deux termes (sans limite nette), l'un (l3) commun à toute la région, l'autre (l4) d'extension plus locale et qui pourrait correspondre à un amas sous-marin (sorte de dune hydraulique) en régime de haute énergie. Il est ici arbitrairement attribué au Lotharingien (inférieur).

l₃. **Sinémurien inférieur. Calcaires biodétritiques et dolomies marneuses.** Bien parallèles, les bancs de dolomie ou calcaire dolomitique micritique un peu marneux alternent avec les bancs à patine sombre de calcarénites fines souvent à grains de quartz disséminés. Puissance variable de l'ordre de 30 mètres.

• *Lentilles (flaques) grésolumachelliennes* (1). Trois lentilles très fossilifères, de patine brune, ont été figurées. La lentille nord, interstratifiée dans le faciès l₃, a livré une Ammonite indéterminable. Les deux lentilles méridionales (1,2 km à l'E.S.E de Villemagne) pourraient représenter la queue, très réduite, du terme l₄ ; on y observe des petits biohermes de Polypiers rameux, des Brachiopodes (cf. Spiriférines), Pectinidés, etc.

l₄. **Lotharingien. Calcaires blancs massifs.** Puissance maximum : 30 à 40 mètres. Seule la patine est blanche surtout à distance, avec des stratifications entrecroisées grossières. Le gros des roches est beige, ou bleuâtre en cassure et manifestement biodétritique. On distingue à l'œil nu des tiges ou articles de Pentacrines, des Polypiers branchus et de nombreux débris de fossiles parfois silicifiés, notamment de Gastéropodes, Lamellibranches, Brachiopodes, Echinodermes.

Le Lotharingien s.str. a pu être caractérisé paléontologiquement (J. Mattei, M. Crouzet, récoltes J. Albaille) sous un faciès local très réduit de perturbation sédimentaire (calcaire crème, grumeleux, à entroques, plus ou moins glauconieux, parfois limonitique, avec grosses Pentacrines).

On y a trouvé (J. Mattei) :

- Lotharingien supérieur II : *Eoderoceras armatum* Sow.,
- Lotharingien supérieur I : *Paltechioceras angustilobatum* (Truem. et Will.), *Echioceras* cf. *raricostatum* Ziet.,
- Lotharingien moyen : *Oxynoticeras oxynotum* Qu., *O. (Gleviceras) subguibalianum* Pia.,
- Lotharingien inférieur (peut-être sommital) : *Xiphoceras* cf. *rasinodum* Qu.

Péetrographie sédimentaire des termes l₃ et l₄. Son étude est à peine amorcée. Sauf dans les bancs dolomitiques, des oolithes vraies, fibroradiées, ou des ooïdes, par enrobements minces d'un nucleus bioclastique, s'observent assez systématiquement, intraclastes occasionnels, voire fragments remaniés de calcaire oolithique. Dans certains bancs dominant les bioclastes d'Echinides probables (soit radioles, soit tests), pris dans une matrice micritique (texture *packstone*), nourrissages diagénétiques fréquents des débris d'Echinodermes, alors que les cimentations sparitiques, calcitiques, parfois dolomitiques, paraissent tardives. Assez bas dans l₄, on note des calcaires à intraclastes avec présence de Miliolles et d'Algues Dasycladales. Autres bancs à dominante micritique (*wackestone*), avec petits grains siliceux et nombreux spicules calcifiés de Spongiaires, présence d'Ostracodes.

l₃4D. **Dolomies saccharoïdes impures.** Sur la rive gauche de l'Orb, au droit et au Sud de Bédarioux, une dolomitisation saccharoïde envahit les termes l₃ et l₄, en respectant les chailles, les grains de quartz et certaines microbrèches de dolomie micritique remaniée.

l₅-8. **Lias moyen et supérieur. Marnes et marno-calcaires.** Sur le terrain, le fait marquant est l'existence d'une formation homogène de marnes tendres grises, puissante de 60 à 70 m, séparée à sa base de l'ensemble calcarodolomitique massif du Lias inférieur, par une assise très complexe, très fossili-

fère, puissante au plus d'une dizaine de mètres. Celle-ci comprend notamment des marno-calcaires jaunissant en mèches (à Bélemnites abondantes) et des calcaires brunissants biodétritiques à grains de quartz (Pectinidés, grands Trochidés pyritisés ou non, grands « *Lytoceras* », etc.).

Les recherches approfondies de J..Mattei ont permis la subdivision paléontologique fine de tout cet ensemble.

15-6. Pliensbachien (Carixien, Domérien). Calcaires oolithiques et marnes.

Le Carixien est représenté par un calcaire jaunâtre (2 m ou moins). Il a fourni (études de J. Mattei, M. Crouzet, récoltes de J. Albaille) : *Uptonia jamesoni* Sow., *Polymorphites amplinatrix* Qu., *Tropidoceras (Acanthopleuroceras) valdani* d'Orb., *Androgynoceras* cf. *lataecosta* Sow., *Oistoceras* cf. *omissum* Simp. Ce terme est très fossilifère au Sud du Bouquet de la Balme : nombreuses Bélemnites, *Trochus*, *Amphitrochus*. Plus au Sud, il est représenté par un *hard-ground* pyriteux ou limonitique à *Trochus* incrustés.

Le Domérien inférieur montre un type de sédimentation en flaques fossilifères locales, très inégalement superposées, que l'on observe aussi dans les termes sous-jacents. On y a trouvé : *Protogrammoceras normanianum* d'Orb., *P. isseli* Fuc., *Fuciniceras boscence* Fuc. non Reynes, *Canavaria futteri* Spath., *C. arietiforme* de Brun non Opp.

Le Domérien moyen est extrêmement réduit. Il ne forme la base des marnes qu'en de rares points (Sud de Canals où C. Roquefort a trouvé une faunule de Bélemnites et deux Ammonites : *Amaltheus margaritarus* Montf. et *Arietoceras* sp.).

Le Domérien supérieur n'a pu être caractérisé et paraît manquer.

17-8. **Toarcien. Marno-calcaires gris.** Un élément caractéristique du paysage à l'Est et au Nord-Est de Bédarieux est le talus de marnes grises un peu feuilletées, que l'on suit du Bousquet de la Balme jusqu'à Palagret. Elles sont exploitées en carrière pour la briqueterie. Deux autres affleurements plus limités existent l'un au Sud-Ouest de Boussagues, l'autre à Bernagues (angle nord-est de la feuille). Seul le tiers supérieur de l'étage présente des épaisseurs normales. Les termes inférieurs sont ici encore très réduits et discontinus, malgré la tranquillité apparente de l'ensemble.

Le Toarcien inférieur manque ou est représenté sporadiquement. A Palagret, on observe un banc (0,10 à 0,40 m) de marno-calcaires feuilletés un peu bitumineux avec empreintes écrasées de *Harporoceras falciferum* Sow. et de Dactyloïdés.

Le Toarcien moyen est plus fréquemment caractérisé par sa faune pyriteuse ou phosphatée. A la carrière de Palagret, il est décelable à 1,50 m en moyenne au-dessus du Carixien à croûte limonitique. Dans une séquence de 1 m environ, les Ammonites ne sont pas rares : *Hildoceras bifrons* Brug. et *Thysanolytoceras cornucopiae* Y. et B. sont les formes dominantes.

Le gros des marnes, grises, finement feuilletées à l'état frais, paraît correspondre ici au **Toarcien élevé**. C. Roquefort a recueilli à Boussagues *Dumortieria* cf. *rhodanica* Haug., et à Canals : *Cotteswoldia distans* Bück. et *Pleydellia aalense* Zieten. Peut-être le sommet des marnes est-il déjà aalénien ?

Aalénien. Tout faciès à chailles manque dans le domaine considéré. On peut attribuer à un Aalénien supérieur réduit un banc plurimétrique, à grosses Rhynchonelles, de calcaire grumeleux, un peu marno-gréseux, affleurant à la base même de la paroi bajocienne et surmontant quelques bancs marno-calcaires compacts.

j1. **Bajocien. Dolomies saccharoïdes litées.** Sans cependant disposer de datations paléontologiques, on attribue au Bajocien une assise de dolomies, puissante de 35 m environ, stratifiée en gros bancs à patine rouillée, formant un escarpement net au-dessus des marnes liasiques. Sur une longueur de 2,5 km au Nord-Est de Bédarieux, ce terme a échappé à la dolomitisation et se présente sous forme d'un calcaire à pellets et restes bioclastiques avec oncoïdes typiques et sections de petites Nérinées et de Polypiers (figuré particulier sur la carte). La matrice a subi un début de dolomitisation en rhomboèdres isolés, ultérieurement dédolomitisés. La sédimentation est typique d'un milieu calme, très peu profond (photique) dans un environnement de plate-forme.

j2. **Bathonien. Dolomies saccharoïdes massives.** On attribue en général au Bathonien la masse principale des dolomies saccharoïdes ruiniformes, souvent désagrégées en poches sableuses à reliques cavernueuses, qui forment le mur encaissant des bauxites triasiques du plateau de Carlenças. Toutefois (P. Vincent, 1953), des fossiles kimméridgiens auraient été découverts à l'occasion de l'exploitation, pouvant faire penser à une série jurassique plus ou moins compréhensive montant dans le Jurassique supérieur.

Crétacé

n1. **Berriasien continental, marnes noires à pollens.** Le Berriasien a été observé de façon très localisée et réduite dans la partie sud-est du fossé de Bédarieux, intercalé entre des niveaux de bauxite. Il est constitué par des marnes noires à gypse qui ont livré des pollens caractéristiques.

A1. **Bauxite.** Les bauxites sont situées dans la partie sud-est de la feuille. Elles ont fait l'objet d'une exploitation très active qui s'est achevée récemment. Ces roches sont quelquefois blanches et principalement rouges à pisolithes ferrugineux. Elles remplissent des poches creusées dans les calcaires et les dolomies du Dogger. Elles sont recouvertes par les roches détritiques du Campanien. La formation des bauxites s'échelonne depuis le Jurassique jusqu'au Crétacé supérieur.

c6. **Crétacé supérieur continental (Campanien ?). Conglomérats et grès.** Par comparaison avec le chaînon de Saint-Chinian (feuille Saint-Chinian), on rapporte au Campanien les 60 à 70 m de couches comprises entre la bauxite sous-jacente et les grès et calcaires du Lutétien, datés paléontologiquement.

Le Campanien se compose de deux décharges détritiques superposées :

— la décharge inférieure est constituée par une alternance de corps grésoconglomératiques (dépôts de chenaux fluviatiles) et d'argiles sableuses, marmorisées (dépôts de plaine d'inondation fluviatile avec paléosols hydromorphes), en niveaux de 1 à 2 m environ ; les corps conglomératiques sont assez continus, peu lenticulaires, et montrent à leur base de belles figures de ravinement. Les galets sont en dolomie (Dogger), grès (Trias), quartz (filonien), quartzites et schistes (Paléozoïque). Ils sont très volumineux à l'Arboussas au Sud (max. 650 mm) et nettement plus petits à Carlenças au Nord, ce qui indique un transport en provenance du Sud à partir des monts de Faugères et de leur bordure mésozoïque. Dans les premiers mètres, la matrice des conglomérats renferme des pisolithes de bauxite et des rhomboèdres isolés de dolomite. Les minéraux argileux sont la kaolinite et l'illite, avec parfois un peu de chlorite ;

— la décharge supérieure montre une prédominance des niveaux fins (argiles et marnes sableuses) sur les dépôts grossiers (grès fins, grossiers, conglomérati-

ques). Les galets sont uniquement en matériel paléozoïque (quartz, quartzites, schistes). Les minéraux argileux sont : la kaolinite, l'illite et la smectite, en proportions comparables et, sporadiquement, la chlorite. Les galets sont plus gros à l'Arboussas qu'à Carlenças, ce qui indique, comme pour la décharge inférieure, un transport du Sud vers le Nord.

Formations tertiaires

Éocène

es. **Éocène moyen. Grès, marnes, calcaires blancs.** L'Éocène moyen repose en concordance sur le Campanien, avec lacune du Maastrichtien, du Paléocène et de l'Éocène inférieur. Il est représenté par des grès à dragées de quartz, de 60 mm de dimensions maximales, des calcaires gréseux à oncolithes, des dépôts de chenaux fluviaux, des marnes roses et marmorisées de plaine d'inondation fluviale, des calcaires crayeux et noduleux, déposés en milieu lacustre et marécageux calcique. C. Depéret a récolté au siècle dernier une faune attribuée classiquement au Lutétien : *Strophostoma lapicida* auct., *Planorbis pseudoammonius*, *P. rouvillei*, *Limnaea michelini*, *Bulimus hopei* auct.

Volcanisme d'âge fin tertiaire à quaternaire

Les formations volcaniques de la feuille Bédarieux se rattachent à la province volcano-tectonique Causses—Languedoc qui s'étend depuis Séverac-le-Château jusqu'au bord de la Méditerranée (Agde).

Répartition géographique

Sur la bordure est de la feuille, se localisent les extrémités latérales d'entablissements basaltiques qui s'étendent aussi largement sur la feuille voisine orientale Lodève : la partie sud du plateau de l'Escandorgue et le plateau de Carlenças.

En dehors de ces témoins de coulées, le volcanisme se réduit à des affleurements ponctuels sous forme d'intrusions basaltiques mises à jour par l'érosion et de *pipes* bréchiques qui correspondent aux parties profondes d'appareils volcaniques de type *maar* engendrés par des éruptions phréatomagmatiques.

Ces pointements isolés se distribuent sur des lignes volcano-tectoniques orientées N.NE—S.SW qui se prolongent sur les feuilles voisines. L'alignement le plus visible sur cette feuille est celui qui va des pipes du ravin du Béros, au Sud de Joncels au pipe d'Hérépian. Ces directions volcano-tectoniques doivent correspondre à des fractures profondes du socle qui ne s'expriment pas nécessairement en surface.

Principales formations

tf. **Tufs resédimentés.** Des tufs basaltiques affleurent aux points les plus bas dans la région d'Hérépian—les Aires, dans la vallée de l'Orb, ainsi que près de Villemagne dans la vallée de la Mare. Ces affleurements plus ou moins stratifiés et compactés s'intègrent dans les parties inférieures des basses terrasses de ces vallées.

Dans la région d'Hérépian, la position stratigraphique de cette formation, installée sur une topographie postérieure à la haute terrasse (Günz ou Mindel) et recouverte par la basse terrasse (Riss supérieur ou Würm), lui accorde un âge

quaternaire moyen. L'origine des matériaux volcaniques contenus dans cette formation serait à rechercher dans le démantèlement sur place, en milieu lacustre, d'appareils volcaniques plus anciens (B. Gèze, 1966) situés à leur proximité immédiate : pipes d'Hérépian et de Villemagne, neck de la Gure.

br^e. **Brèche extrusive.** Sous ce terme ont été rassemblés tous les produits clastiques émis en surface et actuellement consolidés, qu'il s'agisse de projections et de scories essentiellement basaltiques émises par des appareils stromboliens actuellement démantelés (Courbezou) ou encore de matériaux riches en fragments sédimentaires qui correspondent à des éruptions phréatomagmatiques de type maar (Montahut au Sud de Valquières).

Au col de la Merquière, la brèche d'explosion qui constitue la base des formations volcaniques est recouverte par un niveau de cendres fines contenant des oolithes volcaniques formées par l'accumulation de fines particules dans les nuages de cendres.

βⁱ. **Basaltes intrusifs.** Les manifestations souterraines du volcanisme sont représentées par des intrusions basaltiques qui sont appelées dykes, sills ou necks en fonction de leur morphologie.

Les dykes sont de loin les plus abondants ; ce sont des lames subverticales dont l'épaisseur moyenne est comprise entre 0,5 et 1 m, mais que l'on peut parfois suivre sur une grande distance (Serres). Leur orientation est le plus souvent déterminée par les directions de diaclases des roches sédimentaires qu'ils traversent. Les plus épais d'entre eux développent un thermométamorphisme dans l'encaissant (carrières de l'Arboussas).

Les sills, lames subhorizontales interstratifiées dans l'encaissant sédimentaire, sont moins fréquents ; certains sont alimentés par des dykes (Est du col du Layrac), d'autres s'infléchissent en lames subverticales. Leur action thermométamorphique est bien visible aux épontes du sill du bois du Prieur (Sud de Valquières), où les pélites saxoniennes se débitent en microprismes sur une quinzaine de centimètres (Albert D., Albert R., 1967).

Les necks de sections elliptiques sont rares, et certains d'entre eux doivent être considérés comme des cheminées d'alimentation correspondant à des points d'émission en surface.

Ces intrusions basaltiques en forme de dyke, sill ou necks peuvent se rencontrer isolées, associées entre elles, mais sont souvent annexées à des pipes bréchiques.

β. **Coulées basaltiques.** La surface recouverte par les coulées était primitivement beaucoup plus importante. Les coulées ont fossilisé un réseau hydrographique pliocène, dont les vallées principales, d'orientation subméridienne, se situent sur les feuilles voisines (le Caylar, Lodève) (J.-P. Ildefonse, 1970, C. Salze, 1976). Les versants de ces vallées étaient très redressés au Nord, dans la table calcaire hettangienne, et à morphologie plus douce vers le Sud dans les pélites permienes du bassin de Lodève.

Les lambeaux de ces coulées, qui couronnent les sommets de collines, jalonnent le tracé d'anciens cours d'eau pliocènes et témoignent d'un phénomène d'inversion de relief.

brⁱ. **Brèches intrusives.** Elles se rencontrent dans les pipes qui sont des formations à parois subverticales et à section ovale d'un diamètre allant de quelques mètres (Sud de Joncels) à 250 m (Rials). Ces cheminées bréchiques peu-

vent être secondairement recoupées ou accompagnées par des intrusions basaltiques massives de formes diverses.

Dans la brèche, qui peut être plus ou moins classée et stratifiée, les éléments d'origine sédimentaire dont les dimensions vont du millimètre à plusieurs décimètres, dominant et sont essentiellement empruntés aux terrains encaissants. Cependant, on reconnaît des fragments arrachés à presque toutes les formations traversées par le pipe. Les brèches renferment aussi des blocs de basalte plus ou moins vacuolaire, des enclaves grenues de péridotite et de socle profond ultramétamorphique, ainsi que des macrocristaux d'amphiboles et de pyroxènes.

La matrice qui unit les éléments de la brèche peut être basaltique, argileuse ou carbonatée ; différents types de ciment coexistent souvent dans un même pipe.

Pétrographie

Laves. Leur composition minéralogique est très homogène. Elles contiennent des phénocristaux d'olivine et de titano-augite, des microlithes de plagioclases ($A_n = 30$ à $A_n = 60$), des baguettes de titano-augite ainsi que des microcristaux d'olivine et de titano-magnétite. La mésostase est souvent constituée par un verre très peu coloré ; quand la proportion de verre est faible, la mésostase contient une paragenèse caractéristique des basanites à analcime (feldspaths alcalins, biotite, analcime et accessoirement néphéline). Les variations principales portent sur le degré de cristallisation qui peut être faible (jusqu'à 50 % de verre), ainsi que sur le pourcentage de pyroxènes (de 20 à 60 %) qui indique une légère évolution entre les labradorites sombres et les ankaramites.

La composition chimique des laves est, elle aussi, peu variable et correspond à celle de basaltes alcalins : leur caractère sous-saturé est systématique, ainsi que leur teneur élevée en alcalins.

Enclaves homogènes. Ce sont des macrocristaux (1 à 5 cm) de kaersutite ou de titano-augite très magnésienne, ainsi que des enclaves grenues qui associent ces deux minéraux avec de rares olivines. Ces enclaves représentent un stade précoce de cristallisation intratellurique du magma basaltique.

Enclaves de péridotite. Les classiques nodules de péridotite, qui correspondent à des fragments arrachés au manteau supérieur et que l'on retrouve dans les basaltes alcalins du monde entier, sont fréquentes dans les formations volcaniques de cette feuille. Ce sont le plus souvent des lherzolites, mais elles peuvent être plus riches en olivine (dunite) ou en orthopyroxène (saxonite). Signalons qu'une enclave de saxonite à grenats pyropes a été recueillie dans le pipe de Montahut, au Sud de Valquières (D. Albert, R. Albert, 1967).

Enclaves de socle profond ultramétamorphique. Ce sont des blocs plus ou moins anguleux de granulite à sillimanite, de granulite feldspathique et de gabbro noritique qui présentent des structures et des paragenèses minérales caractéristiques des zones ultramétamorphiques à faciès granulite. La présence de ces enclaves remontées par le volcanisme à la manière de *cuttings* naturels permet d'assurer l'existence d'un socle profond ultramétamorphique sous le territoire de la feuille Bédarieux. Il pourrait être en continuité avec le socle charnockitique des Pyrénées qui affleure dans le massif de l'Agly.

Age du volcanisme

Les datations relatives, stratigraphiques et paléontologiques du volcanisme de l'Escandorgue et du Salagou ont fourni des âges allant de la fin du Pliocène (C. Depéret, 1897) au Pléistocène inférieur et des âges post-villafranchiens pour l'extrême Sud du Bas-Languedoc à Saint-Thibéry (A. Sallèles, 1957).

Il n'existe pas de donnée d'âge absolu sur les laves de la feuille Bédarioux, mais l'âge des manifestations volcaniques qui s'y trouvent peut être déduit des données obtenues sur les feuilles voisines. Les datations radiométriques ont fourni un âge de 5,4 M.A. pour le pointement du col Notre-Dame (Gastaud *et al.*, 1980) situé sur la feuille Camarès. Des âges de 3,5 et 3,3 M.A. ont été obtenus pour les plus anciennes coulées du Salagou (P.-Y. Gillot *et al.*, 1972). Les principales activités volcaniques de l'Escandorgue et du Salagou ont été datées entre 2,5 et 1,2 M.A. La mise en place des intrusions semble contemporaine de celle des coulées.

Replacé dans l'ensemble de la province Causses—Languedoc, le volcanisme qui s'étend sur la feuille Bédarioux aurait un âge intermédiaire entre celui du fossé de Séverac-le-Château (entre 14 et 7 M.A.) ou des grands Causses (entre 9 et 5 M.A.) situés au Nord et celui du Bas-Languedoc (entre 1,3 et 0,7 M.A.) localisé au Sud de la province volcanique (P.-Y. Gillot, 1974).

Formations quaternaires et superficielles

Formations de plateau

FP. Formations « Caroux-Espinouse » d'arène de surface. Ces altérites d'âge indéterminé, peu évoluées (arène assez grossière formée de quartz, feldspaths alcalins, quelques micas), sont localisées sur les restes de l'ancienne surface quasi horizontale ayant jadis nivelé le Caroux et l'Espinouse, que l'on observe à l'altitude actuelle de 1 000 à 1 100 mètres.

Elles proviennent de la désagrégation sur place des roches sous-jacentes (gneiss ocellés et veinés, migmatites, gneiss fins, etc.). Curieusement, les roches immédiatement sous-jacentes sont en général relativement saines (absence totale de rubéfaction, par exemple). L'âge de la surface d'aplanissement elle-même, de ce fait, ne saurait être très ancien, ni lié à un climat très chaud (âge néogène ?).

Si elle est de même âge que la surface du causse triasique de Lunas, on notera que celle-ci était déjà attaquée par un gradin d'érosion, sur son bord sud, lors de la mise en place des appareils basaltiques (voir ci-dessus). Ce fait plaiderait en faveur d'un âge miocène.

Formations de pente

Beaucoup reste à faire tant dans leur cartographie exacte que dans l'identification des types génétiques. Beaucoup de manteaux de décomposition *in situ* n'ont pas pu être notés, notamment dans les parties de la feuille de climat atlantique.

S. Coulées de solifluxion à gros blocs arrondis, réentailées par les alluvions récentes (Fz). Cette formation remarquable est localisée sur le versant sud du Caroux. Il s'agit de cônes ou de restes de cônes d'arènes (en forme de vastes coulées) emballant sans aucun classement des blocs arrondis de pegmatites et de gneiss. Certains blocs dépassent deux mètres de diamètre. Une ori-

gine purement torrentielle est exclue, bien que le bas de certaines coulées puisse rejoindre les moyennes terrasses et s'y entremêler. Comme dans d'autres massifs de la bordure méditerranéenne du Massif Central (Cévennes, mont Lozère), ce type de coulées et de cônes provient semble-t-il des fusions saisonnières brutales et répétées des abondants volumes de neige, accumulés durant les dernières périodes froides du Quaternaire dans les bassins de réception du haut versant du Caroux. Ce phénomène est peut-être associé au dégel des altérites accumulées en profondeur. On obtiendrait ainsi de puissantes coulées boueuses d'arènes à blocs résiduels. Au moins deux épisodes se sont succédé (restes de coulée ancienne au-dessus et à l'Est de Saint-Martin-de-l'Arçon).

On notera le fait que des résidus d'une formation semblable sont perchés, dans les gorges d'Héric, à une altitude croissante du Sud au Nord, au-dessus du thalweg actuel, pouvant être, si l'on veut, interprétés comme indiquant un certain basculement néotectonique durant le Quaternaire récent.

Loupes de glissement. Ces glissements de versants en masse, apparemment pas ou peu fonctionnels actuellement (les thalwegs les entaillent), sont développés sur une échelle spectaculaire :

- sur les flancs des collines entre Lamalou et Villemagne, où le talus théorique d'affleurement du Trias supérieur est très souvent masqué par une descente en nappe ou en blocs, de vastes paquets de Rhétien et/ou d'Hettangien ;
- sur les bords sud et ouest du causse de Dio et Valquières. Le gros du processus paraît lié à des épisodes climatiques anciens à déterminer où la dissolution du gypse a dû y avoir sa part.

E. Éboulis (blocs avec matrice assez peu abondante sur forte pente). La plupart des formations de ce type figurées (surtout distinctes en zone méditerranéenne) appartiennent au système morphologique actuel ou subactuel. Dans le Caroux, ce sont de vastes poches de roches brisées, jadis cultivées en châtaigneraies. Ailleurs, par exemple sur les versants de Keuper à couronnement d'Hettangien, ils se présentent en cailloutis anguleux polygéniques de pente encore fonctionnels. Un cas particulier intéressant est visible en face de l'hôtel de Tarassac ; on y observe un très beau cailloutis typiquement cryonival ultérieurement consolidé. Une partie au moins des « éboulis » précédemment décrits doivent également correspondre à de telles groizes litées colmatant des entailles.

A Caunas (Sud-Est du Bousquet-d'Orb), les éboulis sont repris à leur base en un cône d'épandage.

C. Colluvions (blocs ou détritiques avec matrice abondante). On a notamment figuré sous ce nom des talus, des glacis, parfois des cônes de grande surface, épais, noyant éventuellement d'anciennes topographies, qui sont notamment développées sur les versants en pente douce nord et sud du Caroux et nord de l'Espinouse (ces derniers datant d'un stade antérieur de l'histoire morphologique). Ils sont constitués d'une matrice d'allure sableuse, grisâtre, emballant des blocs gneissiques anguleux de taille très variable. Des formations homologues à dominante schisteuse tapissent également le Houillier et le Cambrien du Nord de la feuille. Toutes n'ont pas pu être figurées.

Autres formations

T. Formations tourbeuses reposant sur les formations de plateau. D'intérêt économique négligeable vu leur faible épaisseur, ces tourbières à sphaignes

et joncs tapissent les dépressions locales du plateau du Caroux. Toutes ne sont pas figurées.

✓ **Terra rossa. Argiles de décalcification.** Cinq poches typiques sont figurées sur le causse hettangien de Dio et Valquières à l'Est du Bousquet-d'Orb, remplissant des dépressions arrondies (*sotchs*) ou linéaires (tranchées sur fracture tectonique).

Fx. Alluvions anciennes, haute terrasse locale. Trois lambeaux de très hautes terrasses fluviatiles ont été notés à l'Est et au Sud-Est de la Trivalle (altitude 50 à 65 m au-dessus du thalweg actuel de l'Orb).

Fy. Alluvions anciennes. Il peut s'agir de moyennes terrasses, bien individualisées, d'altitude variable (15 à 25 m) au-dessus des thalwegs, ou de simples restes alluviaux fort souvent ensevelis (sauf sur leurs bords) sous des apports anguleux de versants ou nourris par des cônes d'épandages locaux.

La faible puissance du manteau alluvial a conduit localement (entre le Bousquet-d'Orb et la Tour-sur-Orb) à indiquer le pendage du substratum visible à la faveur de ravineaux.

La même teinte Fy a été attribuée dans certains cas à des épandages d'origine locale, manifestement antérieurs au régime actuel (Sud-Est de Bédarieux, Sud de Dio, Est de Murat-sur-Vèbre sur le bord ouest de la feuille).

Fz. Alluvions récentes. Les alluvions mouvantes grossières du Jaur et de l'Orb, régulièrement inondables, sont figurées. La teinte Fz correspond donc à une « basse terrasse », simple ou composite, généralement cultivée, entaillée par le lit actuel et inondable seulement en partie, à la rigueur par des crues centenaires. Leur épaisseur doit être très variable, ainsi que leur composition. Un profil magnéto-tellurique, au droit de Cantemerle, à l'Est du Poujol (Pham-Van-Gnoc), leur donnerait là une grande puissance, 40 m et plus (indice de mouvements néotectoniques récents, affaissant la région d'Hérépian ?).

Les alluvions récentes des vallées secondaires sont de nature variable, souvent difficiles à distinguer de colmatages colluviaux.

x. Formations anthropiques : terrils, remblais. Liés principalement aux exploitations récentes par grandes découvertes (charbon), ces amas évoluent rapidement. La carte ne figure que les principaux et omet les plus récents.

TECTONIQUE

La succession des actes qui ont abouti aux structures actuelles est extrêmement complexe et fait encore l'objet de recherches et de discussions.

Du moins certaines données paraissent acquises. On peut, en remontant dans le temps, faire état des faits suivants :

Tectonique post-hercynienne

La grande faille longitudinale du Poujol (passant par le Mas du Gua, Mons, le Poujol-sur-Orb, les Aires et au-delà) a joué au Tertiaire, probablement à plusieurs reprises. Outre des coulissements d'ampleur inconnue (plis à axes verticaux dans des mylonites), le jeu principal est en ciseau (soulèvement relatif du

compartiment nord à l'Ouest, du compartiment sud à l'Est), d'où la surrection du Caroux et la mise en creux du bassin de Bédarieux par rapport au versant sud. De plus, le rejeu tardif de la faille devient franchement chevauchant du Sud au Nord, à l'Est de Bédarieux. Les schistes ordoviciens sont poussés sur le Crétacé, le basalte plio-quatenaire scellant cet accident. De petites répliques d'échelle plurimétrique, traduisant des poussées au Nord, sont visibles au sein des schistes X du versant sud de la zone axiale.

La faille minéralisée Lamalou—Boussagues et la faille de la Tour-sur-Orb—Carlencas ont joué, ou rejoué (en failles normales), au Crétacé et/ou au Tertiaire. Le fait remarquable est l'inversion de l'escarpement de la faille la Tour-sur-Orb—Carlencas : au Permien, le compartiment sud surélevé alimentait en éléments paléozoïques (calcaires, etc.) les conglomérats bordiers ; au Tertiaire ce compartiment s'est effondré en mettant le Mésozoïque en contrebas du Permien.

Les autres failles affectant le Houiller et le Permien, les failles NW—SE de la Billière et de Saint-Gervais (la première normale avec mylonites, la seconde minéralisée en fer) ont peut-être joué ou rejoué elles aussi au Crétacé et au Tertiaire. On ne peut néanmoins écarter l'idée d'un premier mouvement hercynien de ces structures.

Tectonique tardi-hercynienne

Décrochements majeurs

Le premier fait saillant est l'encadrement de la zone axiale *s.str.* entre deux décrochements majeurs, au moins plurikilométriques :

— l'un, au Nord, formé de plusieurs branches (collectivement « failles de Ginestet »), passe sous le Sillon houiller. Son mouvement est dextre comme l'atteste notamment le déplacement relatif entre : la lanière de Plaisance contenant une fraction de l'auréole de contact du Mendic et le massif du Mendic et son auréole ;

— l'autre, au Sud, correspondant à la faille du Pujol. Entre autres arguments en faveur d'un coulissement senestre, on a déjà mentionné plus haut les deux lentilles en forme de navette, constituées par les gneiss sombres à petits yeux, du type Vernet (x3), isolées dans les micaschistes, à l'E.S.E. de Colombières et qu'il est séduisant d'interpréter comme des copeaux arrachés plus à l'Ouest (de la base de l'enveloppe ou du sommet des gneiss du Caroux) et entraînés dans le coulissement. Quelques plis métriques à axes verticaux, déformant la linéation de phase R₀ et conformes au mouvement senestre, vont dans le sens d'une reprise du décrochement.

Un autre fait notable est l'important mouvement en ciseau (antérieur au Trias transgressif) selon cette même faille du Pujol et aussi selon la branche qui en diverge au Nord de ce village en isolant l'unité x_{8a}. La linéation « régionale » de la phase de Rosis le plus souvent très bien réglée, plonge à l'E.N.E. et en moyenne de 17° au Nord de la zone cisailée et à l'W.SW et de 17° également au Sud de celle-ci en accord avec les plongements majeurs axiaux respectivement de la zone axiale et du versant sud. Dans la mesure où l'on pose en hypothèse une horizontalité initiale de ces axes, l'angle du jeu en ciseau serait de 35°.

Un accident localement inverse (Sud-Est du Mas de Gua), d'âge non déterminé (faille du Verdier), met en contact les unités oVD—oSM et x₁₅—x₁₄ en télescopant inégalement les isogrades et recouvrant des termes au sein de la

série métamorphique des « schistes X du Sud » basculés en commun vers l'W.SW. La réalité de cet accident s'impose, notamment sur la transversale des gorges d'Héric. Peu à l'W.NW du Verdier, on observe les schistes de Margal, avec des textures détritiques localement conservées, en contact immédiat de la partie basale des schistes à staurotide X14. Une reprise d'âge tertiaire ne peut être totalement éliminée.

La chloritisation accompagnée de cataclase, déjà signalée, affectant inégalement, de bas en haut, le terme X14, pourrait être interprétée hypothétiquement comme liée au décollement tangentiel tardi-hercynien de l'ensemble X14—OVD, préalablement aux jeux verticaux et aux coulissements de la faille du Poujol.

Une « saute de métamorphisme » peu discutable entre le terme OVD et le terme O1-2, à l'Ouest du méridien de Mons, le premier étant plus métamorphique que le second, implique là aussi un rapprochement post- ou finimétamorphique entre ces deux unités majeures (serrage tangentiel tardif du Sud au Nord ?).

Enfin à noter les failles NW—SE décalant les unités tangentielles dévondinantiennes du bord sud et sud-est de la feuille. Certaines sont d'âge ou de rejeu récent (2 km à l'Est d'Hérépian).

Bassin houiller de Graissessac

Le bassin est un synclinorium étroit et dissymétrique dont le flanc méridional est en moyenne peu incliné et plus court que le flanc nord. Son axe, Ouest-Est dans sa partie occidentale, prend une direction N 100° E dans la partie orientale. Cette structure a pris naissance lors d'une compression NW—SE tardi-hercynienne, puis un resserrement N—S s'est traduit dans le bassin lui-même par des plissements d'axe est-ouest allant jusqu'à un pli hectométrique déversé vers le Sud dans la zone orientale.

Les failles importantes recoupant le Houiller sont toutes d'anciens accidents du substratum ayant rejoué en faille inverse ou en décrochement après le Stéphanien. Elles se répartissent selon deux familles :

- *une famille de failles* de direction N 10° E,
- *une famille de failles* N 100° E à N 90° E ayant joué en décrochement avec une composante verticale inverse à chevauchement vers le Sud ?

L'exemple du rejeu des accidents du substratum dans le Carbonifère est donné par l'accident du mont Marcou, qui dans le Carbonifère rejoue en faille inverse en présentant une direction N 45° E puis N 90° E.

Ces accidents ont dû également jouer en partie pendant le dépôt des formations stéphanienues car ils contrôlent la répartition des faisceaux de charbon ainsi que le passage de la zone occidentale à la zone orientale.

Si l'on se rapporte à la carte, la zone orientale du bassin et son environnement immédiat indiquent la présence de paléoreliefs étroits, orientés sensiblement E—W, conditionnés à la fois par l'héritage lithologique dur ou tendre — très caractéristique à ce niveau du Cambrien — et par les rejeux tardi-hercyniens parfois intenses.

Toutes ces roches du Cambrien inférieur (alternances grésocalcaires, dolomies, blaviérites) sont identiques à celles rencontrées plus au Nord-Est dans l'unité du Mendic. Elles se situent également dans le prolongement de ces dernières couches après que celles-ci aient subi une inflexion vers l'Ouest et un fort laminage. La bordure nord de cette partie du bassin stéphanien, entre le Pont de la Mouline et le Péras, correspond sans doute à un talus très redressé, le substratum étant verticalisé lorsqu'il apparaît à l'affleurement.

Pendant la phase cassante tardi-hercynienne affectant le bassin (postérieure au décrochement majeur dextre ?), la zone axiale métamorphique était encore source de chaleur. Cela se traduit par un début de métamorphisme dans le Stéphanien se matérialisant par une évolution du rang du charbon depuis des anthracites à l'Ouest (12 % de matières volatiles) à des charbons gras à l'Est (30 % de matières volatiles et plus), avec passage très rapide d'une zone à l'autre, à l'Est de Plaisance.

Le Permien du bassin de Lodève repose en discordance sur le Stéphanien B du bassin de Graissessac. Celui-ci s'étend néanmoins loin vers l'Est puisqu'il a été recoupé dans le sondage Lodève-2 (feuille Lodève à 1/50 000) à 22 km du dernier affleurement connu de Stéphanien. Il se situe à une profondeur de 1 269 m et repose sur des carbonates du Cambrien inférieur.

Ensemble allochtone des monts de Saint-Gervais

Un lever attentif du terrain a établi que le Cambrien des monts de Saint-Gervais repose sur les termes X9 à X11 par un contact anormal plat qui cisaille en biseau les structures de part et d'autre, schistosités comprises. Il s'agit donc d'un acte tectonique tardif (mais anté-houiller). Toute indication manque sur le sens du déplacement tangentiel et sur son ampleur, probablement importante. Le gros du massif correspond à une dalle monoclinale ou unité de Maurian. Tout au Nord-Est, des replis isoclinaux apparaissent ainsi que d'autres écailles (Saint-Étienne-Estréchoux, mont Coudour). D'après M. Donnot, les roches constituant l'écaille de Saint-Gervais se rapprocheraient du type de sédimentation observée dans l'unité de Mélagues ou mieux encore de celui de l'unité Lacaune—Merdelou (feuilles Lacaune et Camarès).

Tectonique hercynienne majeure

Migmatites et gneiss œillés de la Zone axiale et ses enveloppes

Un certain nombre de faits sont admis par la plupart des auteurs :

Il existe une déformation majeure tardive que l'on appellera « *déformation de Rosis* » (Ro). Elle a structuré ensemble la foliation des gneiss et le rubanement global de l'enveloppe, en deux antiformes, l'antiforme du Caroux et l'antiforme de l'Espinouse, séparées par une synforme de roches de l'enveloppe (« schistes X »), appelée aussi synclinal de Rosis. Très ouvert à l'Est, le synclinal de Rosis prend rapidement vers l'Ouest la forme d'une mince et profonde pincée monoclinale, à fort pendage E.SE ; il semble que son contenu se limite aux termes de base de l'enveloppe du Caroux, reposant sur les gneiss et nébulites du flanc sud de l'Espinouse, par l'intermédiaire d'un contact anormal symmétamorphique.

Les deux antiformes contiennent, on l'a vu plus haut, un système de longs et minces rubans continus de gneiss fins et de micaschistes à biotite, d'origine paradérivée pour la plupart, et qui sont structurés en même temps que les gneiss et migmatites encaissants par la déformation de Rosis.

Cette déformation, majeure, dont le plan axial est en général à fort pendage S.SE, est d'âge namuro-westphalien. En effet, cette structuration engendre à petite et moyenne échelle un ensemble de structures telles que plis (très souvent sans schistosité), linéation de microplis et d'étirement, alignés très régulièrement en direction de l'E.NE ou de l'W.SW. Or ces structures affectent toutes

les roches jusqu'au Dinantien du versant sud (phase 4 de F. Arthaud) ainsi que les gneiss et les migmatites. D'autre part, l'existence du Namurien ou du Westphalien n'a pas été signalée dans la Montagne Noire, il y a donc lacune. Les premières couches datées, non affectées par ces structures, sont les schistes, grès, charbons du Stéphanien B de Graissessac qui reposent, bien que modérément plissées, en discordance sur les « schistes x » de l'enveloppe et sur les écailles du Nord de la feuille. Comme on le verra plus loin, la déformation de Rosis est synmétamorphique.

La granitisation tardive (granite migmatitique à cordiérite) de l'Espinouse, surtout présente dans le dôme du même nom, et plus ou moins complète, selon les endroits, doit être d'âge namurien à stéphanien. En effet, ce granite en général non orienté est intrusif dans les structures tardives en dôme (phase de Rosis) affectant gneiss, migmatites, micaschistes, qu'il ne granitise pas complètement. Ceci permet de reconstituer sans trop de peine la géométrie des couches avant son intrusion ainsi que leur nature : antiformes et synformes mineures de gneiss et migmatites (ζ) et de gneiss fins (z). De plus, il semble bien que ce granite en cours de refroidissement ait transformé les houilles du bassin de Graissessac en anthracite. On constate en effet que l'on passe assez brusquement des anthracites à des houilles, dans la région de Mècle, lorsque l'on s'éloigne de la zone axiale en suivant le bassin houiller en direction de l'Est.

Style de la déformation de Rosis (voir fig. 1)

Aux échelles inframétriques, le style dominant est celui de plis en chevrons ou en chaise ou coffrés, isopaques dans les lits les plus compétents, à flancs courts cependant volontiers épaissis, et très souvent sans vrai clivage sécant de plan axial, ou seulement simulé par l'emboîtement des microchevrons. Toutefois un vrai clivage en microlithons peut se développer localement, particulièrement dans l'ensemble X14-X15 (formation des surfaces « argentées », riches en muscovite, à minéraux) et, localement, dans le synclinal de Rosis. Dans l'ensemble OVD—OSM, le clivage plan, tardif, « argenté », correspond plutôt au simple alignement des flancs longs des microchevrons. La déformation plicative mineure Ro est bien moins prononcée dans la partie nord-est de la terminaison périclinale de l'Espinouse et dans la retombée nord.

Dans l'ensemble Caroux—partie sud de l'Espinouse, la déformation de Rosis s'accompagne globalement d'un remarquable réalignement, au moins partiel, par rotation des structures antérieures, et d'un raccourcissement important dans la direction W.NW—E.SE.

Plis en zig-zag à plans axiaux subhorizontaux (Roz). Localement, on observe, notamment dans des couches à fort pendage du synclinal de Rosis, de tels replis postérieurs à la déformation Ro proprement dite.

Famille de bandes minces de kinks et microflectures. Plusieurs familles de ce genre de structures s'observent dans la région de Saint-Gervais, tant dans les gneiss que dans les schistes X10—X11.

Phénomènes de cisaillements et de boudinage. Probablement en tant que conséquence d'un allongement final selon l'axe W.SW—E.NE, on note, dans le Caroux, au sein des gneiss, la présence fréquente de surfaces de cisaillement striées, conjuguées ou non, dont les stries sont tapissées, selon le niveau de profondeur, de fibres de sillimanite ou de muscovite cannelée seule. Parfois de telles surfaces striées locales se limitent aux ruptures obliques de bancs boudinés en « failles normales » (pegmatite par exemple) dans des gneiss fins moins compétents. Des surfaces striées de même allure s'observent au sein de la retombée orientale de l'Espinouse (col de l'Ourtigas, haut Casselouvre), ici

comme traduction d'un effort de mise en accordance par cisaillement des gneiss veinés à la géométrie de leurs cortex et enveloppe.

Glissements en écaille d'oignon. Bien des indices convergent pour appuyer l'idée d'un important glissement global de l'enveloppe sur l'ensemble gneissique. D'où une blasto-mylonitisation privilégiée du sommet des gneiss et des imbrications gneiss—couverture. Probablement commencés très tôt dans l'histoire tectonique, ces glissements, affectant également l'intérieur des dômes, se sont poursuivis tardivement, conséquence mécanique obligée probable de la genèse même des voûtes. Ce fait est très net à la base du « mur de Cabrières » précité (Ouest du Bosc de Madale), où l'on voit les pegmatites intrusives sub-verticales, recoupant la lame gneissique (gneiss œillés) constituant ce mur, tranchées net avec torsion de la foliation de ces gneiss et muscovitisation au contact des gneiss fins sous-jacents constituant la semelle de l'écaille.

Déformation de Caissole—Vilcelle (CV) (voir fig. 1)

Une partie de ces glissements postulés est à mettre en rapport avec un événement (simple ou composite), que nous nommerons *déformation de Caissole—Vilcelle*.

L'examen détaillé de la voûte du Caroux, au niveau des termes X3 à X7, a en effet permis de retrouver, bien conservé dans des « panneaux » restés plats et horizontaux, un ensemble de déformations anté-Rosis dont l'aspect varie avec le matériel concerné. Globalement, il s'agit de plis intrafoliaux synschisteux, pluricentimétriques à métriques, à charnières très inégalement anisopaques, parfois (lits quartziteux minces dans un matériel tendre) tout à fait plates. Quelquefois les lits quartziteux ou quartziteux particuliers sont dépourvus de schistosité. On note de fréquents cisaillements faiblement obliques au plan axial. Un boudinage N-S de veines de quartz, de pegmatites, etc. paraît accompagner cette déformation.

Dans une large majorité de cas, le déversement des plis observé est vers le N.NE ; le clivage subhorizontal est plus incliné que le rubanement sur la voûte du Caroux. Sauf rotation ultérieure, l'axe des plis est orienté au N 110° E et quelquefois aussi au N 40° E. La linéation de microchevrons Rosis déforme le clivage de ces structures, dont la linéation propre est surtout une linéation d'intersection. Localités types : bord de la route descendant sur Vilcelle à 400 m avant ce village, arête le Conil—la Caissole à l'Est de Madale (plusieurs stations).

Ces plis se voient surtout dans des roches à rubans centi-décimétriques de quartzites. Des plis (mineurs) de même style ont été observés localement sur le flanc sud de la terminaison est du Caroux ; d'autres, à fort plongement axial W.SW, se voient dans les couches (renversées) du synclinal de Rosis à l'Ouest du col de Douch : leur position est compatible avec leur attribution à la phase CV, sans exclure toutefois radicalement une genèse par cisaillement ductile, en régime de coulissement sub-horizontal.

Cette même phase synschisteuse a affecté également les unités plus au Sud (c'est à elle qu'il faut attribuer la biotite prograde des « zébrures » du terme OSM). Il est très possible qu'elle soit identique à la « phase 1 » décrite dans les nappes du versant sud. Dans l'enveloppe du Caroux, elle pourrait bien ne correspondre qu'à un système de plis d'entraînement liés à un glissement global vers le N.NE, la foliation interne et la surface supérieure des gneiss étant alors peu pentée. Aucun pli majeur n'a pu être découvert qui puisse être associé à cette déformation.

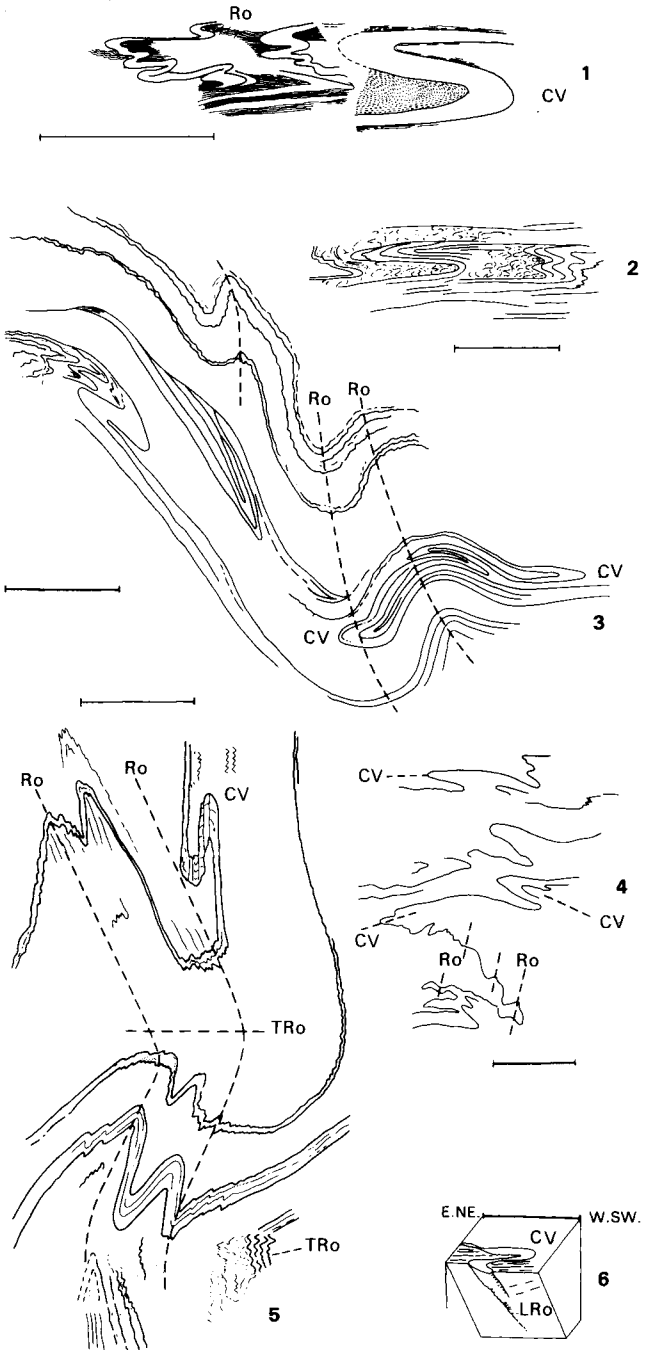


Fig. 1 - Exemple de petites structures typiques observées dans l'enveloppe du Caroux

Au sein des gneiss ocellés eux-mêmes, des plis de ce même type ont pu être localement observés : ils sont intrafoliaux à une foliation pré-existante, tout en adoptant celle-ci comme plan axial en l'accentuant sans doute par aplatissement.

Dans la région de Saint-Gervais (gneiss et couverture), l'équivalent probable de la déformation CV est la famille de plis synschisteux et intrafoliaux d'axe N 50° E (phase de Nébuzon de L. Latouche, 1968) ; le sens de déversement serait au Sud-Est, des cisaillements lui ont succédé immédiatement ; quelques axes du N 110° E ont été notés. Dans cette même région, la phase Ro d'axe N 70° E est également systématiquement déversée au S. SE.

Déformations antérieures (DA)

A l'échelle échantillon-affleurement, aucune structure (plis, clivage oblique) à coup sûr antérieure à la famille des déformations CV n'a pu être identifiée à l'exception d'une foliation métamorphique, parallèle au rubanement lithologique des métasédiments. Cette foliation comprend de minces exsudats quartzofeldspathiques et des feuilletés résiduels « sériciteux » : très petits micas blancs

Toutes les coupes sont verticales et regardées face à l'E.NE ou l'Est (sauf 6, vue d'en haut face au S.SE). Les dessins 3, 4 et 5 sont calqués directement sur le rocher, 2 et 6 sont semi-schématiques ; les barres noires valent 10 cm. Relevés de F. Ellenberger (1971-1982), sauf 1, par Rabagnac, 1982).

• *Matériel*. Il s'agit dans tous les cas de rubans minces très compacts, d'origine sédimentaire (quartzite - 2 à 6 - ou lits durs à calc-silicates - 1 -) dans un fond micaschisteux plus ou moins feldspathique (sauf 3 et 6 : gneiss fin mélanocrate à petits yeux feldspathiques très aplatis). Formations X7 (5), X6 (1,4), X5 (2), X3 (3,6). Les sites 5 et 6 sont dans le flanc nord renversé et raide ; les autres sur le dos de la voûte du Caroux.

• *Localisation* : - 1 : à 400 m de Villecelle sur la route allant à Combes (D 22) ; - 2 : crête de la Caissenole, 600 m au Nord-Est du Bosc de Madale ; - 3 : sous la lettre C de « Cabrière », 350 m au Sud-Est du refuge de la Fage ; - 4 : montagne du Conil, 600 m au Nord-Est du Bosc de Madale ; - 5 : face à la première épingle à cheveu en descendant la D 180 depuis le col de Madale (rive gauche du ruisseau du Malpas) ; - 6 : 100 m à l'Est du village d'Héric.

• *Interprétation* : Ces figures peuvent volontiers s'interpréter en faisant appel à trois phases majeures seulement, bien distinctes, de structuration :

— un *événement initial*, mal connu, a donné une première foliation micacée pratiquement parallèle au rubanement sédimentaire (partiellement conservé dans la grande charnière de la coupe 1) ;

— une *phase ultérieure* Caissenole-Villecelle = CV) a donné des plis intrafoliaux, d'axe en gros E.SE—W.NW, souvent déversés au N.NE, avec développement d'un clivage schisteux (biotitisé), peu incliné sur le litage pré-existant, transposant fortement ou totalement le tissu lorsque celui-ci est riche en micas, mais épargnant les lits les plus compacts. Noter les fréquents glissements cisailants (2, 3), avec développements locaux de microplithons (double charnière CV dans le site 5) ; noter aussi la grande variation de forme des plis et de puissance des lits : cas extrêmes 1 (charnières ogivales) et 3 (replis plats empilés) ;

— la *phase de Rosis* (Ro) est peu marquée dans les sites ici intentionnellement choisis pour mettre CV en évidence (sauf 5). Elle donne des plis volontiers en chevrons, en général sans clivage de plan axial (noter cependant 5), d'axe plongeant faiblement à l'E.NE. Elle a très souvent réaligné, de façon variable, les charnières CV, tout en imprimant une omniprésente linéation de microplis (LRO). Localisée dans la région de Sénas, une « *phase tardi-Rosis* » (TRO) déforme les structures pré-existantes en donnant des chevrons de taille variée et de plan axial subhorizontal (site 5).

dominant sur la biotite associée, elle-même menue. Il est probable que la foliation des orthogneiss œillés date en majeure partie de cet événement.

Sans qu'aucune liaison autre que théorique ne puisse être établie, on peut, si l'on veut, faire correspondre cette importante structuration microtectonique des gneiss à l'événement tectonique capital que constitue la fabrication et l'empilement précoce des lames majeures de gneiss et mineures de métasédiments. On a apparemment là un exemple fort singulier et original de tectonique d'infrastructure (F. Ellenberger, 1967 ; M. Demange, 1975 ; J.-P. Bard et J. Louyeit, 1978). S'il en était besoin, la meilleure démonstration de leur origine tectonique est fournie par le fait que le prolongement le plus occidental de l'involution de Rosis—Héric ne se distingue pratiquement pas des « bandes » voisines incluses dans les gneiss tant au Nord qu'au Sud.

Presque toujours, le contact entre bandes et encaissant gneissique est brutal ; parfois, sur plusieurs mètres, les gneiss sont toutefois d'un type planaire et mixte (blastomylonitique avec mélange mécanique ?) voisin du faciès $\rho\zeta$. On observe également, dans cette zone de passage, des gneiss très semblables aux gneiss du Vernet x3.

Dans le Caroux, une bande principale est reployée par la déformation Ro en deux antifformes (voûtes de Pibons et du Sécadou), écrêtées par le thalweg des gorges d'Héric ; la foliation des gneiss suit le même mouvement, qui s'atténue plus à l'Est dans la voûte unique du Caroux oriental.

Cette bande principale supporte à son toit primitif « la nappe du Caroux », purement gneissique au Sud, subdivisée au Nord par des bandes plus externes bien visibles par exemple sur le versant nord du Roc du Caroux. Deux de ces bandes se retrouvent, encore verticales, plus à l'Est, au refuge de la Fage, où elles se couchent rapidement et concentriquement à la voûte mégascopique, dans le plateau de Cabrière. La bande interne ou inférieure supporte la lame gneissique en partie leucocrate du mur de Cabrière. La lame gneissique supérieure paraît se perdre au sein des faciès x3 (ici identique à celui des 2 bandes précitées).

Dans l'Espinouse, une bande principale, large et comportant une séquence lithostratigraphique symétrique au toit et au mur (*synclinal de Fraïsse*), serait selon M. Demange homologue de la bande de Pibons—le Sécadou, sous-jacente à la « *nappe de Caroux—Espinouse* », elle-même complexe (bandes proprement dites au Sud, chapelets résiduels au sein du granite à cordiérite du Vialais dessinant des replis Ro, etc.).

On peut en effet admettre que les bandes de Caroux—Espinouse-Sud sont en position de racines d'un système de pincées isoclinales s'ouvrant vers le Nord-Ouest. Toutefois, la multiplicité des bandes mineures s'accommode mal d'un modèle purement plicatif (« pennique ») et laisse supposer l'intervention d'autres mécanismes (cisaillements laminaires). Il est en effet difficile de concevoir qu'un édifice de plis couchés, antérieur à la phase Rosis ait pu se développer sans zones de cisaillement. De même la torsion globale, finale de cet édifice n'a pu se faire lors de la phase Rosis sans d'importantes reprises cisailantes se localisant dans les niveaux les moins compétents (d'où réorganisation planaire des bandes). Ceci sans préjudice d'effets antérieurs similaires lors des déformations CV.

Interprétation de la dualité gneiss-métasédiments

La continuité même des bandes mais aussi les études ultérieures sur les gneiss œillés veinés, leur géochimie, etc., rendent caduque l'interprétation de

M. Roques puis de R.-D. Schuiling, d'un dôme de migmatites hercyniennes avec septa résiduels.

Deux hypothèses sont actuellement à considérer en priorité :

- celle d'un ancien socle (Précambrien) surmonté de formations de couverture (les schistes x) ;
- celle de granites antéhercyniens intrusifs au sein des sédiments (les schistes x).

Dans l'une et l'autre hypothèse, ces sédiments peuvent être aussi bien précambriens tardifs (= Briovérien) que paléozoïques (en ce cas probablement cambriens), soit enfin l'un et l'autre.

Dans les deux hypothèses, on dispose, dès avant les mouvements hercyniens, « d'un socle » au sens mécanique du terme et d'une enveloppe. Celle-ci a très bien pu au cours d'événements tectoniques initiaux se déplacer plus ou moins longuement sur le complexe granitisé basal (substitution de couverture). Pour aboutir à l'édifice actuel, il a fallu que le matériel de « socle relatif » se clive en lames (monoclinales ou isoclinales ou les deux) et que celles-ci s'empilent, séparées par des feuilletés métasédimentaires. Cet édifice ainsi construit en profondeur, coiffé par une carapace gneissique terminale plus massive (Caroux), va se comporter thermodynamiquement et mécaniquement, lors des phases ultérieures chaudes, comme un socle unique ; celui-ci, bien individualisé par rapport à la masse de métasédiments enveloppe, induit dans ceux-ci un métamorphisme dont les auteurs ont tous noté le gradient exceptionnellement élevé (assimilation par R.D. Schuiling, 1960, à un métamorphisme de contact, plus récemment, à un effet de socle, S. Bogdanoff, 1973).

S'il y a eu vraiment substitution de toute la couverture, celle-ci a été très précoce, puisque l'homologie est frappante entre une partie du matériel des bandes et une partie de l'enveloppe actuelle, tous deux étant par contre bien différents des terrains paléozoïques limitrophes.

Versant nord de la Zone axiale

Dans ce chapitre, il sera principalement fait référence aux formations plissées du Paléozoïque inférieur des monts de l'Est de Lacaune, à celles des monts du Mendic et de Saint-Gervais inclus, ainsi qu'aux séries stéphaniennes du sillon de Graissessac.

Tectonique des terrains du Paléozoïque inférieur

A l'échelle de la carte géologique, les terrains anciens (Protérozoïque supposé à Ordovicien inférieur inclus) forment des plis d'amplitude kilométrique à plurikilométrique, allongés NE—SW et déversés en général au Sud-Est. Ces grands plis anticlinaux et synclinaux sont tranchés sous un angle faible par des cisaillements tangentiels, les principaux délimitant actuellement les différentes unités structurales qui sont autant de blocs-écailles à fort pendage à regard nord-ouest.

On distingue, à partir du Sillon houiller et en se dirigeant vers le coin nord-ouest de la feuille, les quatre unités tectoniques suivantes :

- l'unité I d'Avène—Mendic,
- l'unité II de Mélagues (ou du mont Marcou),
- l'unité III de Brusque qui contient le Plo de Canac représenté sur la feuille Bédarieux ,

— enfin, l'unité IV, celle de Fayet et du mont Merdelou, à laquelle appartient le secteur du Massié (coin nord-ouest de la feuille précitée).

La présence le plus souvent d'une seule schistosité de type variable, irrégulièrement répartie dans ces unités, la double origine possible des orientations planaires du granite du Mendic, le jeu complexe des divers décrochements et plans d'écaillage sont autant de facteurs rendant délicate toute interprétation et généralisation hâtive des processus géologiques pris au sens large. Certains de ceux-ci, par ailleurs, n'ont pas fait l'objet d'études suffisamment exhaustives pour pouvoir les préciser dans cette notice.

Tectonique anté-hercynienne, mouvements épirogéniques. M. Thorat (1935), puis B. Gèze (1949) admettaient comme terres anté-cambriennes émergées tout ce qui se situait au-dessous de dépôts volcaniques d'origine subaérienne (blaviérites- k_0 entre autres, ces roches étant alors considérées comme exclusivement acides (rhyolites, oligoclasites). Ainsi en était-il de l'environnement détritique du granite du Mendic, dont la mise en place s'étageait de l'Antécambrien le plus récent à la phase éruptive importante du Géorgien inférieur.

A ce repère volcanique considéré par ces auteurs comme isochrone, correspondait une lacune de la base du Cambrien, par exemple celle des grès de Marcory (ou une forte réduction de ceux-ci). Ce phénomène était, dans cette hypothèse, particulièrement sensible dans les unités I, III et IV plus ou moins riches en manifestations volcaniques. Ce phénomène d'émersion pouvait prendre naissance à la fin des pulsations cadomiennes.

Toutefois, dans les deux unités structurales I et II, les plus largement représentées au Nord de la feuille, aucune discordance majeure n'a été jusqu'alors mise en évidence à quelque niveau que ce soit de la masse des détritiques (Grès de Marcory ex-Schistes X) placée, elle, entièrement sous les premiers dépôts carbonatés du Cambrien inférieur II paléontologiquement daté (? Tommotien à Atdabanien). Le problème de l'existence ou non, dans les faciès du Marcory (Cambrien inférieur I), de terrains d'âge protérozoïque supérieur à terminal (Vendien) reste toutefois posé.

• **Structures précoces (calédoniennes).** En tenant compte également des données recueillies sur les feuilles voisines (Camarès, Lacaune...), dans les unités III, IV et au-delà vers le Nord-Ouest, il apparaît que sédimentation cambrienne et manifestation volcanique se sont développées, ensemble ou non, dans des aires spécifiques ; en outre, le volcanisme s'est épanché durant tout le Cambrien inférieur II, et même de façon plus précoce comme dans le cas des blaviérites (k_0). Le volcanisme comprend d'abondantes projections pyroclastiques interrompues par des émissions de laves acides, intermédiaires et basiques, lesquelles peuvent présenter une affinité hypovolcanique, surtout en fin du cycle effusif (secteur du Massié par exemple).

Du contexte géostructural qui ressort des unités III et IV notamment, M. Donnot (1982) indique que des mouvements (jeu isostatique, épirogenèse) ont nécessairement influencé la répartition des ensembles volcano-sédimentaires intra-cambriens au cours d'une crise volcanique tardi- ou préorogénique. D'une part, l'ensemble volcanique est émis lors des efforts de distension qui ont accompagné une fracturation délimitant la paléozone bombée du Merdelou d'où la présence d'un linéament volcanique sur chaque flanc de cette structure. D'autre part, et parallèlement aux émissions fissurales, la paléozone en cours de formation a été soumise à une forte réduction des couches carbonatées ainsi qu'à une lacune des séries réductrices du Cambrien inférieur II (môle vivant).

Avant les crises orogéniques hercyniennes, l'état de fracturation ainsi que cette disposition en paléohorst ont persisté pour créer les conditions d'ouverture nécessaires à l'émission de la phase effusive terminale représentée par les dolérites pratiquement cantonnées dans l'unité IV.

• **Mégastructures éo-hercyniennes et leur rapport avec les domaines isopiques antérieurs.** Le trait tectonique majeur qui ressort des deux premières unités (I et II) est la mise en évidence de vastes plis simples, d'axe sub-horizontale, orientés N 50° E, et initialement déversés vers le Sud-Est, voire l'E.S.E. Le flanc normal penté au Nord-Ouest de ces grands plis peut se subdiviser en replis secondaires, à plan axial raide comme les synclinaux de Bobesles-Planquettes et de Fau-Albès. Le flanc inverse de la mégastructure, très court, est cisailé voire tronqué. Une schistosité de plan axial est rarement observée dans de tel plis.

Dans l'unité III de Brusque, au contenu plus déformé tardivement et à schistosité constante, le caractère anté-schisteux de ces grands plis peut se déduire de la dispersion des linéations d'intersection S_0/S_1 (stratification sur schistosité principale) dans le plan de schistosité.

En cartographie, ce plan apparaît nettement sécant sur les fermetures périclinales sises au Nord-Est du synclinorium de Brusque (M. Donnot et B. Guérangé, 1978) comme d'ailleurs dans la partie ouest de Mélagues. Dans tous les autres tronçons de l'unité de Brusque, par exemple, la schistosité principale a subi des interférences dues au polyphasage tectonique. A noter également que le granite du Mendic est « schistosé » ainsi que le soulignait déjà B. Gèze (1949).

Enfin, l'enchaînement des vastes synclinaux et anticlinaux anté-schisteux, d'amplitude supérieure au bâti actuel, subsiste malgré la restructuration produite par les écaillages, ceci au travers des unités représentées sur la carte.

Ainsi apparaissent deux grands ensembles, en allant du Sud-Est au Nord-Ouest :

- un ensemble anticlinal, Mendic—Marcou, incluant la partie est de l'unité de Mélagues, où dominant en soubassement les grès de Marcory,
- un ensemble synclinal, Mélagues—Brusque, incluant la partie ouest de l'unité de Mélagues, où le cœur des terrains est ordovicien.

Le premier ensemble regroupe les séries de la plate-forme carbonatée du Cambrien inférieur II, dépôts similaires à ceux du versant sud de la Montagne Noire. A cette aire isopique, on peut adjoindre la partie des écaillages des monts de Saint-Gervais ainsi que le Cambrien du Lodévois. Il est possible qu'au cours d'oscillations épigéniques perturbant l'accumulation des dépôts détritiques (Marcory), les tufs rhyolitiques aient pu se mettre en place de part et d'autre d'une autre zone bombée, d'axe approximatif Sorézois—Mendic—Lodévois.

Le second ensemble, plus septentrional (feuille Camarès), témoigne, entre autres, d'importants changements de sédimentation au Cambrien inférieur II (*shales* et calcaires noirs k_2b , paléovolcanisme à épicastites...); certaines variations latérales y demeurent significatives malgré les déformations tardives. Enfin, cette tendance nette aux dépôts euxiniques avec d'étroits sillons à émission volcanique se généralise à tout le versant nord de la Montagne Noire dans le Cambrien inférieur alors qu'elle demeure inconnue sur le versant sud.

On ne peut évidemment préjuger ni de l'existence, ni de l'importance d'une « semelle allochtone » aux édifices précoces ainsi esquissés. Du moins peut-on constater que ceux-ci ne sont pas fondamentalement déréglés par une répétition anormale ni par un charriage conséquent.

La déformation synschisteuse varisque et sa distribution. Dans cette partie du versant nord de la Montagne Noire, en s'appuyant essentiellement sur le granite « folié » du Mendic et son environnement sédimentaire du Paléozoïque inférieur, M. Brunel (1972) a souligné l'existence d'une déformation tangentielle caractérisée par des plis isoclinaux admettant une schistosité de flux née subhorizontale. L'auteur y voit une phase hercynienne majeure, contemporaine d'un métamorphisme épizonal à biotite et qui serait antérieure à celle donnant naissance aux mégastructures cartographiques actuelles.

Quelle que soit l'unité considérée, l'ensemble des observations principalement cartographiques ainsi que les études microtectoniques réalisées par les différents auteurs montrent l'existence d'une schistosité d'ordre régional, variable dans sa morphologie (fracture à flux) et dans sa répartition spatiale (orientation et inclinaison).

Les plis synschisteux dans le matériel pélitique (Cambrien moyen) ou carbonaté sont rarement visibles. La présence de deux schistosités principales, superposées entre elles, n'a pas été observée dans ces domaines structurellement peu profonds.

A l'intérieur des unités du Mendic et de Mélagues ainsi que pour le faciès « Marcory » des écaillés des monts de Saint-Gervais, la schistosité, lorsqu'elle existe, correspond à une schistosité de fracture, parfois fruste, pouvant évoluer en schistosité de flux naissante. Les directions oscillent entre N 70° E et N 110° E avec un pendage nord sauf en périphérie méridionale du granite du Mendic où des inversions se produisent.

Dans l'unité I du Mendic, notamment dans l'enveloppe gréseuse k₁ du granite, la schistosité est liée à des plis concentriques ouverts comme ceux du Liourel ou du chemin des Bézals à Riols, etc. Ces plis d'amplitude décamétrique, dont les axes sont orientés à l'origine N 105° E, sont légèrement déversés vers le S.SW (A. Boiteau, 1978). Certains niveaux lithologiques juxtaposés comme les blaviérites, la formation du Layrac ou encore les alternances (k₁₋₂) sont plus réceptifs à la déformation souple sans doute parce que ces couches, plus plastiques et inhomogènes, sont comprises entre les deux grandes masses à compétence contrastée que sont les grès de base (Marcory) au-dessous et les carbonates massifs au-dessus.

A l'intérieur de cet ensemble, il peut y avoir disharmonie des petits plis synschisteux visibles, à déversement sud ou sud-est, avec décollements locaux comme dans le Layrac (J. Rolet, 1973).

Dans l'unité II de Mélagues, la principale voûture anticlinale (orientée N 50° E), armée par les grès de Marcory, est épargnée par la schistosité. Celle-ci toutefois réapparaît dans ces grès lorsque les mégastructures internes à l'unité s'infléchissent à l'Ouest à l'approche du grand décrochement nord de la zone axiale de l'Espinouse. Là, par exemple au Nord du Péras, elle est souvent fruste et sub-horizontale avec une direction sensiblement Est-Ouest ; elle peut évoluer en « schistosité mylonitique » dans de minces zones de cisaillement plates (cisaillements ductiles).

Par contre, les termes lithologiques supérieurs du Cambrien moyen et de l'Ordovicien montrent l'apparition d'une schistosité de *strain-slip* dont la direction (N 80° - 120° E) est oblique par rapport à celle des mégastructures cartographiques, phénomène beaucoup plus sensible dans la partie sud de la feuille Camarès car les rapports schistosité—structure y sont plus nets. Par exemple, au Nord de Mélagues et de l'ancien gué, l'unique schistosité observée, d'orientation N 90° E, est sécante sur des plis hectométriques cernés par des grès durs (k_{4a}) avec axe plongeant au N.NW. Ces structures précoces sont également

soulignées par des niveaux fossilifères (schistes « troués » ou à nodules calcaires, Trilobites : k₃) qui n'ont pas été affectés initialement par une schistosité de flux. C'est la même schistosité E—W qui est plan axial de plis déformant les terrains ordoviciens situés entre Bourrals et l'Ermitage de Saint-Thomas (feuille Camarès, limite sud).

En ce qui concerne l'unité III ou *synclinorium de Brusque*, les directions de schistosité varient de N 30° E à N 100° E et même atteignent N 130° E dans certains secteurs. La schistosité de flux prédomine dans tout le flanc nord renversé de l'unité III et sa direction tend à être parallèle au contact chevauchant de l'unité IV du Fayet. Près de Lardenas (bois de la Capelle), des pélites fines gris-noir (k_{2b}) laissent voir, sur surface polie, des plis synschisteux anisopaques à déversement sud-est. Ailleurs, il n'y a pas de transposition notable du litage sédimentaire, exclusion faite du fluage propre aux calcaires, phénomène très localisé.

Le flanc sud du *synclinorium* montre clairement la disposition de la schistosité relativement aux structures avoisinantes que celles-ci soient précoces, synschisteuses ou même tardives. A signaler en particulier la fermeture ouest de l'anticlinal gréseux du Puy du Lion et le périclinal est des schistes bleu-noir du synclinal s.str. de Brusque—Pierrefiche, structures pour lesquelles la schistosité (N 90° - 110° E) est de plan axial.

A l'Ouest du Dourdou et jusque sur la coupure Bédarieux, on remarque une certaine accordance entre le gauchissement senestre de l'ensemble du *synclinorium* et les directions de la schistosité, torsion gauche qui apparaît tardive.

Les cisaillements tangentiels, leur évolution. Les mégastructures souples, éohercyniennes ont été tronquées tangentiellement par des cisaillements rappelant celui qui, sur la carte, délimite les unités I et II, c'est-à-dire le pli-faille orienté NE—SW et à fort pendage nord-ouest. La compression orthogonale qui lui a donné naissance s'exprime également dans les quelques plis anté-schisteux à axe sensiblement N.NE qui sont observables dans l'unité chevauchante. En se rapportant à la période tardi-hercynienne (entre 310 et 270 M.A.) génératrice d'une importante fracturation d'une part et en élargissant le cadre géostructural à l'ensemble de la Montagne Noire, d'autre part, on peut admettre que l'apparition du grand décrochement dextre qui longe le flanc nord de la zone axiale granito-gneissique (faisceau d'accidents de Castanet) a dû nécessairement influencer sur la structuration mégascopique du bloc cambro-ordovicien adjacent (premiers chevauchements entre unités). Ce grand décrochement crée, par coulissement, une étroite zone distensive, selon F. Arthaud et Ph. Matte (1974), destinée à recevoir les dépôts stéphanien. A l'échelle des monts de Lacaune et en tenant compte d'ensembles lithologiques comparables, le rejet de ce coulissement dextre est de l'ordre d'une quinzaine de kilomètres (M. Donnot, 1982).

Ce jeu dextre généralisé par M. Brunel (1972) à tout le versant nord-est ne représente en fait qu'un état originel dans l'histoire des cisaillements.

Cisaillements évolutifs senestre (syn- à post-stéphanien). En allant vers les limites septentrionales III et au-delà vers le Nord-Ouest, on constate que le déversement des plis précoces et synschisteux s'est accentué, en gros vers le Sud. Les cisaillements qui ont donné naissance à ces unités sont également moins pentés au Nord.

Même dans les unités plus méridionales (entre III et II par exemple), on remarque une variation du plongement et de la direction d'un même plan majeur d'écaillage comme celui qui se trouve au Nord d'Arnac (écaillage intercuta-

née de la Mouline). Les surfaces listriques, limitant cette écaïlle interne de l'unité III s'aplatissent dans la seule tranche d'accident orientée E—W.

Les petites failles sub-méridiennes, à déplacement relatif senestre et qui sont tardives par rapport au bâti plissé, participent également aux effets de gauchissement senestre de l'ensemble structural.

Or à l'échelle du synclinorium de Brusque, le déplacement relatif senestre (vers le Sud) du contenu cambrien est manifeste principalement dans les parties supérieures très compétentes de la série. Par rapport au toit des masses calcaires, le déplacement vers le Sud des schistes verts (k₃) est plurikilométrique et ceci sans que la polarité stratigraphique ne soit perturbée. Schistosité et plan initial d'écaillage sont alors déformés et entraînés dans un même événement cisailant qui évoluerait du Nord au Sud au fur et à mesure que le raccourcissement N—S s'intensifie.

Le phénomène d'écaillage serait donc plus complexe qu'un simple jeu de chevauchement limité lors d'une phase tectonique.

Versant sud de la Zone axiale (Pinna P., Prunac M., 1976)

Le versant sud de la zone axiale, au-delà des unités de Poujol—Margal et Cantemerle—la Braunhe, est constitué par deux domaines lithostratigraphiques et structuraux :

- les unités de la zone de Saint-Michel ;
- les unités de la zone de Faugères.

Unités de la zone de Saint-Michel. La tectonique des unités de la zone de Saint-Michel, complexe dans le détail, montre d'importants mouvements tardifs.

Dans la région de Peilhan-Roquebou, on distingue nettement trois unités superposées :

- une unité basale (Dévonien inférieur) du Plo de Sauvagnères,
- une unité intermédiaire (Dévonien supérieur et Viséen) de Peilhan,
- une unité supérieure (Dévonien inférieur) de la Tourelle.

Les rapports entre chacune de ces unités sont entièrement anormaux. Les contacts sont plissés par des plis tardifs d'axes N 70-80° E et de plan axial raide.

Vers Cabrials, l'unité intermédiaire disparaît à la suite de fractures (l'unité supérieure arrive au contact de l'unité inférieure) pour réapparaître au-delà.

Vers Tarassac, des écaillages compliquent cette structure : un lambeau de schistes ordoviciens associé à des copeaux de dolomies se trouve coincé entre deux unités de schistes viséens.

A l'Est de Roquebou, seule l'unité inférieure reste visible, à la suite d'une remontée axiale des terrains.

Au Nord de la N 609, les unités « para-autochtones » s'étalent à nouveau largement, à la faveur de remontées axiales et d'écaillages internes. Des complications structurales affectent en particulier la région du pic de Tantajo, où les schistes viséens charriés se trouvent repris dans des écaillages et des lamina-ges. Une intense tectonique de plis isoclinaux, probablement précoces, est décelable dans cette même région, compliquée par la présence d'une « semelle » cambro-silurienne allochtone et par des écaillages pyrénéens tardifs.

La bande de « culm » viséen de Soumartre, chevauchant au Nord la zone de Tantajo, est elle-même chevauchée au Sud par la zone de Faugères (des lambeaux de calcaire dévonien moyen et supérieur « flottant » sur les schistes viséens près de Soumartre et au Sud-Ouest du Quio).

Unités de la zone de Faugères.

• **Unité du bois de l'Estelier.** Dans cette région (et plus au Sud, feuille Saint-Chinian, vers la Borie Nouvelle et le pic de la Coquillade), le Culm et le Dévonien supérieur se trouvent recouverts en contact anormal par une unité allochtone de Dévonien inférieur. Cette unité, dite du bois de l'Estelier, disparaît au niveau de la combe de Cuiller (N 609), à la faveur de remontées axiales (plongement de 15 à 40° à l'W.SW. Il est peu probable que cette unité puisse correspondre à l'Est aux plis couchés du plan de l'Euze.

• **Unité de Faugères.** L'unité sous-jacente de Faugères est assez complexe dans le détail. Elle est affectée de plissements à grand rayon de courbure, de schistosités et d'accidents tardifs, en particulier sur la bordure sud.

Les plis couchés du Plan de l'Euze constituent le trait majeur des structures de cette unité. Le déversement de ces plis couchés a très probablement eu lieu vers le Nord-Ouest. Le flanc normal du mont Marcou chevauche la zone renversée du Plan de l'Euze qui elle-même repose sur un « avant-pays » en position normale.

A l'Ouest de la Caumette (N 609), l'unité de Faugères se réduit à une bande de plus en plus mince séparant l'unité du bois de l'Estelier de la zone de Saint-Michel.

A l'Ouest des Trouillès, les pendages s'inversent progressivement et des effets de rétroécailage vers le Sud sont nets dans la région du Naudal, en relation probable avec la tectonique hercynienne tardive d'axe E.NE—W.SW.

Ces structures complexes, d'âge hercynien, résultent de la succession de trois épisodes :

- d'abord la mise en place de plis couchés de dimensions kilométriques, à schistosité de plan axial S_1 ;
- puis découpage de ces structures en lames mégascopiques selon des plans fréquemment parallèles à S_1 . Ainsi sont créés les grandes unités tangentielles décrites ci-dessus ;
- le bâti est à nouveau déformé en plis synschisteux le plus souvent (S_2), orientés est-ouest à W.SW—E.NE et dont le plan axial est raide. Ces plis peuvent être comparés aux plis Rosis (ou de phase 4) du dôme gneissique et de ses enveloppes. Des failles inverses ou normales, synchrones ou postérieures à ce dernier plissement, sont associées à ces structures.

MÉTAMORPHISME

La zone axiale de la Montagne Noire, et notamment la portion comprise sur la feuille Bédarieux, est très connue comme offrant un exemple privilégié de métamorphisme hercynien de haute température et basse pression, aux surfaces isogrades particulièrement resserrées. Toutefois, en dépit de travaux multiples (citons M. Roques, 1941 ; R. Schuiling, 1960 ; P. Collomb, F. Ellenberger et Y. Fuchs, 1962 ; F. Arthaud, 1970 ; S. Bogdanoff, 1970 ; R. Rambelosen, 1972 ; J.-P. Bard et R. Rambelosen, 1973 ; M. Demange, 1978-1982 ; P.H. Thompson et J.-P. Bard, 1982), bien des problèmes restent posés. En par-

ticulier, l'âge respectif des cristallisations et des déformations est délicat à établir et fait l'objet de discussions. De ce fait, on ne peut actuellement tracer que des isogrades cumulées et ne décrire que des associations minérales globales, ce qui n'interdit pas d'étudier divers cas de chronologies locales et partielles.

Une donnée s'impose d'emblée : dans la partie ouest de la feuille, les isothermes (et isobares) semblent au premier abord former un dispositif graduel, depuis l'unité d'Ornac épimétamorphique jusqu'au cœur du dôme de l'Espinouse. Par contre, vers l'Est, la grande faille du Poujol—Mons (ou sa branche Sainte-Colombe—Lamalou) sépare, avec saute abrupte de métamorphisme, le système des surfaces isogrades grossièrement concentriques enveloppant à l'Est la double voûte périantoclinaline Caroux—Espinouse, du système prévalant au Sud de l'accident en question, domaine où les surfaces isogrades au tracé quasi rectiligne s'ordonnent en gros dans la direction Est-Ouest. Ainsi, sur une coupe du Nord vers le Sud passant par le Poujol, on aura deux fois un métamorphisme décroissant. Entre les deux séquences, est pincée l'étroite lanière, encore moins métamorphique, de Cantemerle—la Brauhne. Elle sépare (à l'Est) deux domaines de types de métamorphisme très voisins, mais non identiques, en tous points. Le matériel affecté, on l'a vu, présente également quelques différences lithologiques. D'où la difficulté d'invoquer une suite unique ultérieurement disjointe par une faille coulissante en ciseau.

Au Sud de la faille du Poujol, en venant du Sud, on est hors biotite jusqu'à la rencontre du terme OVD. La cristallinité augmente ensuite progressivement (sauf télescopage interne) : les termes X₁₅ et X₁₄ ont volontiers l'habitus de micaschistes biotitiques à staurotide, avec grenat, andalousite, localement diopside dans les parties plus carbonatées. La cordiérite paraît avoir un front d'apparition oblique à la zonation générale (du moins sous la forme d'amas en gerbes). La sillimanite n'a pas été observée. Une chlorite tardive se développe dans le secteur le plus oriental (route de Béziers) ; elle serait en équilibre avec les autres minéraux.

Le vaste domaine compris entre la faille du Poujol et le bassin houiller de Graissessac forme un tout, compte tenu des télescopages induits par les failles tardives. En choisissant des itinéraires de coupe évitant ces accidents, on voit clairement que l'on a affaire à une série métamorphique continue et cohérente, bien que présentant des gradients singulièrement élevés (problème évoqué plus loin). Les contours isogrades définis par les auteurs (R. Schuilling, 1960, M. Demange, 1982 ; P.H. Thompson et J.-P. Bard, 1982 ; équipe d'Orsay, inédits) concordent à peu près.

Les termes X₁₁—X₁₀ sont hors biotite (faciès prasinite typique dans les amas basiques) ; ce minéral apparaît dans X₉, en même temps que l'oligoclase (apparition brusque en partie liée au changement de lithologie). Là et dans X₈, on note des signes de rétroamorphose de refroidissement (chloritisation épigénique de la biotite, qui reste encore de taille modeste). Le front de la cordiérite ne tarde pas, mais il est difficile à tracer, vu la dissémination sporadique et la décomposition habituelle.

Ce minéral serait en équilibre avec une chlorite magnésienne, particulière à la région des Trois Thermes, à l'Ouest de Lamalou. La limite séparant ces zones est dirigée NE—SW et recoupe la zonation lithostratigraphique. L'apparition de la staurotide coïncide apparemment avec le sommet du terme X₇, dont les couches les plus micacées ont une composition favorable à la manifestation de ce minéral. Celui-ci abonde également dans les couches homologues du terme X₅, mais, en fait, est virtuellement présent dans tout l'ensemble X₃—X₇.

Le front d'apparition de l'andalousite peut être tracé différemment selon que l'on se limite aux plages, de taille réduite et peu abondantes, faisant partie du

tissu de la roche, ou qu'on tienne également compte des amas spectaculaires à quartz + andalousite rose. Ces derniers apparaissent en gros avec la staurotide et se voient dans l'ensemble X4-7.

Le front d'apparition de la sillimanite présente une particularité fort intéressante. Comme R. Schuilling l'avait déjà remarqué, ce front (à la différence des précédents) recoupe très nettement les limites des formations. Il correspond à la surface d'un dôme unique centré sur la masse globale granito-gneissique Caroux—Espinouse. De ce fait, ce front, normalement situé à l'intérieur des gneiss (assez près de leur sommet), en sort pour recouper de manière sécante les termes X3 à X6 du synclinal de Rosis. Dans ces conditions, il peut paraître aventureux d'y voir un front d'équilibre sillimanite—andalousite. Par contre, des indices existent au moins localement d'un front sillimanite—muscovite, soit primitif, soit parfois de déstabilisation rétrograde (nodules quartz-sillimanite épigénisés en monocristaux de muscovite sur le plateau au Nord de Perpignan). On sait (M. Demange, 1982) que du disthène résiduel, très local, existe de part et d'autre du front de la sillimanite (outre de très probables épigénies de ce minéral en rubans de muscovite, observées antérieurement par l'équipe d'Orsay). On a donc, en première apparence, des conditions voisines du point triple, mais cette interprétation est peu vraisemblable vu l'âge probablement différent de ces trois silicates d'alumine. Il reste que la sillimanite est prograde par rapport à l'andalousite (comme Schuilling l'avait clairement montré) et témoigne d'une élévation tardive de température ayant pour foyer l'ensemble granito-gneissique en cours d'achèvement structural. Le caractère rare du disthène conservé pourrait relier ce minéral soit à une surcharge tectonique momentanée, soit à des suppressions tectoniques locales (cette dernière hypothèse étant appuyée par l'allure des épigénies muscovitiques ci-dessus mentionnées).

Telles sont donc, simplifiées, les données essentielles sur ce que l'on pourrait appeler les fronts d'occurrence des minéraux, en laissant de côté pour l'instant les questions de paragenèses et de relations chronologiques entre cristallisations et déformations.

Toutefois, on peut ici faire référence à deux fronts manifestement tardifs, qui n'ont été tracés que dans le Caroux occidental. Il s'agit de micas disposés parallèlement entre eux et formant des surfaces virtuelles concentriques en gros au dôme gneissique et situées à l'intérieur de celui-ci (micas tardifs puisque non déformés et surimposés à la linéation Rosis, aux fibres de sillimanite de surfaces striées, etc.). Le front externe correspond à l'apparition de cette biotite s'ajoutant à cette muscovite, celle-ci seule, ou presque, jusque-là dans cette génération précise. L'autre front correspond à la disparition de la muscovite, la biotite étant désormais seule. On peut y voir deux surfaces isothermes différenciées durant une stagnation du refroidissement de la zone axiale entièrement structurée, mais encore sous contraintes.

Il paraît fort délicat de chercher à tracer un isograde d'anatexie, ceci pour deux raisons. D'une part, très loin des gneiss au sein des terrains enveloppes (X3 à X7), on observe de minces lits de type différenciés leucosomiques isolés dans la foliation des roches, toujours sporadiques. D'autre part, dès qu'on pénètre au sein du double dôme gneissique, il devient délicat de déterminer parmi les nombreux leucosomes visibles au sein des gneiss ceillés ou veinés, ce qui provient à coup sûr d'un début d'anatexie hercynienne et ce qui peut provenir d'un héritage antérieur de même pour les « yeux » feldspathiques eux-mêmes. On s'est donc contenté de figurer sur la carte, sans préjuger de leur origine, les zones de granitisation à cordiérite vraiment importantes volumétriquement.

Minéraux et phases de déformation

Il semble peu probable que le type de métamorphisme ait beaucoup varié durant l'histoire hercynienne connue, notamment pendant Villecelle—Conil et Rosis. Ce rééquilibrage thermique suggère donc un certain déséquilibre antérieur. Il faut recourir à des méthodes géochimiques fines (M. Demange, 1982) ou bien aux données de l'expérimentation en pétrologie (J.-P. Bard et P.H. Thompson, 1982), pour tenter de mettre en évidence des modifications de P-T respectivement au cœur de l'Espinouse—Caroux et de son enveloppe.

Grenat. Dans les formations de couverture, la répartition du grenat (almandin) est assez capricieuse. Son front d'apparition coïncide plus ou moins avec celui de la staurotide, qui parfois le précède. Volontiers hélicitique, comme pour la staurotide, son âge peut être antérieur ou contemporain de la déformation Rosis. Curieusement, on note (M. Demange, 1982) qu'il est resté plus stable dans son domaine externe que plus à l'intérieur, où certains individus sont entièrement envahis par la staurotide ou par des micas d'épiginie.

Au sein de l'édifice Caroux—Espinouse, le grenat est fréquent et se rencontre dans la plupart des types de roches, y compris dans le granite à cordiérite Vialais—Laouzas, dans les veines d'aplite et dans certaines pegmatites proches de la périphérie du dôme gneissique. Il est surtout abondant dans la partie centrale et profonde de l'Espinouse et pas seulement dans les kinzigites.

Il convient de mettre à part les deux affleurements de roches à orthopyroxène de l'Airette et des gorges d'Héric, où le grenat présente un taux élevé de pyrope (jusqu'à 65 %, M. Cohen, 1975). Ces roches, dont les rapports avec l'encaissant ne sont pas clairs, posent de ce fait des problèmes non résolus.

Micas. La *muscovite* comprend au moins *trois générations*.

a) Associée à de petites biotites, une ancienne poussée en fines lamelles imbriquées (« séricite ») définit des surfaces de foliation satinées, localement conservées dans le matériel x3-9 et x14-15. C'est, avec quelques exsudats, la seule relique plausible subsistant de la première grande phase microtectonique (foliation So-1) anté-Villecelle—Conil, qui aurait eu un clivage presque confondu avec le rubanement sédimentaire et donné aux roches un faciès de séricitoschistes. Dans les ensemble x8a et x14—OVD, un clivage tardif satiné se développe, parallèle au plan axial du plissement mineur d'axe 70-150°, de style en genoux ou en chevrons, typique de la phase de Rosis. Ces « surfaces de Margal », à un mûr examen, ne sont pas issues d'une phyllonitisation rétromorphique, mais simplement du réemploi par réaligement des petits micas blancs initiaux.

b) Dans le matériel x4-7 et x14-15, tous les lits micacés habituels sont formés d'un tissu imbriqué de larges micas blancs et noirs, microplissés ensemble par la linéation Rosis puis recristallisés polygonalement. Ce tissu diffère peu à cet égard de celui des lits micacés des gneiss œillés et veinés.

c) Outre le semis de muscovites « à plat » mentionné plus haut, diverses muscovites tardives sont à signaler. Certaines, petites et cannelées, revêtent les surfaces de friction striées dans la zone hors sillimanite. D'autres, en lames parfois grandes, matérialisent le plan axial de plis sub-ptygmatisques déformant une partie des filons de pegmatite dans la voûte et la retombée sud corticales du Caroux. Ce sont également des lames de muscovite qui ont poussé dans les surfaces de cisaillement recoupant la foliation des gneiss tout en la courbant parfois, et qui tendent à donner un débit en dalles grossières, concentrique à la surface-enveloppe du double dôme, ou à celle de chacun des deux (l'une des manifestations de « mise en accordance » syntectonique tardive).

La *biotite* est, elle aussi, manifestement d'âge divers. Outre celle qui accompagne le mica blanc dans les catégories a), b) et parfois c) ci-dessus, il est important de signaler le comportement intéressant, principalement dans les Schistes de Margal (mais qui se retrouve plus ou moins nettement dans tout l'ensemble X_{8a}—X₁₄—OSM) d'une poussée de *biotite prograde*. Elle s'est développée selon des surfaces de clivage discontinues, datant de la phase Caissenole—Vilcelle (CV) (axe vers N 110°-290° E), en individus bien formés de taille millimétrique. Ces surfaces sont recoupées, après microplissement, par les « surfaces de Margal », d'où les curieuses zébrures biotitiques sur le fond satiné de celles-ci.

Cordiérite. Elle s'observe dans les formations de l'enveloppe et dans le granite central de l'Espinouse.

Dans ce dernier, elle se présente en taches millimétriques à centimétriques vert foncé à noires par altération, disposées sans ordre apparent ; dans la roche vive par suite de travaux routiers ou autres, elle est fraîche et bleu clair. Rarement, ce minéral est automorphe. Le tout atteste l'âge tardif de cette cordiérite, d'autant que le granite encaissant recoupe les structures Rosis principales.

Dans les Schistes x, l'apparition de la cordiérite paraît être plus étalée dans le temps. En particulier, les galettes étoilées et altérées fréquentes dans l'ensemble X₁₄—OSM (et OVD vers l'Est) semblent avoir poussé avant, pendant et encore après la genèse du clivage Rosis transposant déjà signalé : elles y sont aplaties et comme éclatées, mais certaines taches millimétriques recourent ce même clivage. Enfin, de petits prismes dont l'axe c est parallèle à la linéation Rosis doivent être synchroniques.

Staurotide. Sans exclure radicalement une première poussée contemporaine de la biotitisation prograde d'âge CV, le gros des prismes (bien visible à l'œil nu) de ce minéral, qui affectionne les lits minces argentés « sériciteux », paraît logiquement être, sous sa forme actuelle, synchrone de la déformation Rosis ou immédiatement postérieure, en tout cas dans l'ensemble X₁₄-X₁₅. En effet, on voit ce minéral se développer en porphyroblastes surimposés de toute évidence au clivage Rosis, en se localisant dans les feuillettes phylliteux séparant les micro-lithons. En lame mince, les sections des cristaux, d'habitus automorphe à subautomorphe, ne montre en général pas de signe de rotation globale, tout en englobant une trame palimpseste microplissée. Dans les micaschistes (surtout X₅ et X₇) de l'enveloppe est du Caroux, les baguettes millimétriques de staurotide (spectaculaires par exemple dans les dalles dominant Combes ou formant bord de paroi au Sud-Ouest de Torteillan) sont alignées selon la linéation Rosis, sans tronçonnement. Ceci peut indiquer une croissance synchronique de cette phase (sans oublier toutefois que le gros des lames de biotite serait antérieur puis recristallisé).

Notons que la rétro-morphose dynamique (diaphtorèse) affectant le terme X₁₄ aux approches de l'actuelle faille du Poujol se traduit notamment par la chloritisation épigénique plus ou moins complète tant de la biotite que de la staurotide.

Andalousite. Minéral typique du métamorphisme à hauts gradients thermiques de la région considérée, l'andalousite est présente dans l'enveloppe de « Schistes x » et dans le granite Vialais—Laouzas.

Au sein du granite, elle est beaucoup plus rare que la cordiérite. Elle n'a été observée qu'à de rares exemplaires à l'Ouest du sommet de l'Espinouse et au sein de filons décimétriques de granitoïde à grain fin recoupant le granite.

Dans l'enveloppe de Schistes x, son extension est à peu près la même que celle de la cordiérite (ou un peu en retrait). Elle est présente dans la texture des roches sous forme poecilitique, apparemment tardive par rapport à la déformation Rosis. On l'observe surtout à l'œil nu en amas spectaculaires, sortes de poches ovoïdes de dimension parfois pluridécimétrique. L'andalousite rose, en prismes centimétriques idiomorphes ou individus xénomorphes, y est associée à du quartz de type exsolution. L'origine (pegmatites précoces désalcalinisées ?) et l'âge (anté- ou syn-Rosis ?) de ces amas restent problématiques, mais dans tous les cas, ils définissent un domaine de stabilité du minéral. On note cependant parfois un début de muscovitisation. Ailleurs (Est de Rosis), P. Thompson a trouvé des échantillons où la sillimanite en fibres tapisse des surfaces de cisaillement local au sein des amas d'andalousite (disposition qui confirme l'âge différent des deux silicates d'alumine, déjà admis par R. Schuilling).

Sillimanite. Ce minéral est courant au sein d'un domaine couvrant le gros des gneiss et empiétant, on l'a vu, sur le synclinal de Rosis. Il se présente sous trois formes, dont deux sont de type inhabituel.

La sillimanite (fibrolite) s'observe dans les lits riches en biotite, tant des gneiss que des micaschistes de la partie concernée de l'enveloppe, ainsi qu'en petites rosettes tapissant diverses sortes de surfaces d'anisotropie. C'est là l'habitus répandu et de type usuel. Elle y est au minimum régénérée après la déformation Rosis.

La sillimanite associée au quartz forme aussi de remarquables nodules ovoïdes, souvent centimétriques. Leur limite d'extension est un peu moindre que dans l'habitus précédent (dans la pincée synforme de Rosis ils ne dépassent pas vers l'Est le col de Douch). Ils sont de plus rares ou absents dans certains types de roches : gneiss œillés, gneiss à muscovite, masse principale du granite du Vialais. On les voit plus volontiers dans les gneiss veinés et dans certains types de nébulites et d'aplitoides en veines sécantes. Les nodules sont surimposés aux structures préexistantes. Ils sont toujours plus ou moins allongés selon la direction de la linéation Rosis et aplatis parallèlement à un plan fortement incliné au S.SE. On observe une grande variabilité dans le rapport des trois axes de l'ellipsoïde (fuseaux, galettes, sphéroïdes). Leur bordure recoupe la foliation biotitique sous divers angles. Ces données plaident pour un âge tardif de genèse (syn- à tardi-Rosis), celle-ci étant encore mal élucidée. Parmi les hypothèses à étudier, il y a celle liée à la migration des fluides disponibles vers la périphérie du double dôme gneissique où ils engendraient la muscovite et une partie des pegmatites.

Le troisième habitus de la sillimanite est encore plus particulier. Grosso modo dans le même domaine que celui à nodules, on voit des surfaces de friction striées issues de cisaillements rupturés en milieu moins ductile, d'aspect tout à fait tardif. Mais les stries sont tapissées d'un mince film de fibres de sillimanite, souvent associée à du mica blanc cannelé (celui-ci est seul présent dans la région la plus externe). L'orientation des surfaces est variée (certaines paraissent conjuguées), mais les stries et les fibres ont une direction préférentielle E.NE. Un cas particulier (Sud-Est du col de l'Ourtigas) est celui de surfaces subparallèles de rupture, avec torsion de la foliation, celle-ci étant beaucoup plus inclinée que ces surfaces, ici à faible pendage. Cette disposition est homologue en petit à celle visible dans la gorge du Casselouvre dans le haut de l'édifice gneissique, où les ruptures (qui expriment l'effort de mise en accordance des gneiss à leur enveloppe) sont cicatrisées par des filons-couches de pegmatites tardives.

Il est donc clair que tout le cœur du double dôme gneissique a subi une sorte de poussée chaude, tout mobilisant anatexique ayant alors pris fin et toute déformation autre que cassante étant pratiquement terminée. C'est au contraire le moment où s'achève la mise en place des pegmatites dans la zone à cheval sur l'interface gneiss-couverture.

Conclusion sur le métamorphisme de la Zone axiale

Il n'a pas été fait état, dans ce qui précède, de divers minéraux intéressants mais localisés (idocrase en rosettes, hornblende verte, diopside, etc.) signalés dans la description des formations. On ne peut pas non plus ici résumer les recherches pétrologiques approfondies sur les associations en équilibre de M. Demange et collaborateurs.

Un point est d'emblée acquis : le double dôme gneissique pour arriver à la situation actuelle a nécessairement subi un très important soulèvement différentiel, maximum dans le cœur de l'Espinouse à l'Ouest de la limite de la feuille.

Un second point n'est pas discutable, même si l'on peut hésiter sur les valeurs numériques : c'est le resserrement (voir fig. 2) des isogrades surtout au Sud de la zone axiale et la valeur élevée apparente du gradient thermique, en tout cas durant la phase de Rosis (laquelle nous a légué le matériel dans son état actuel). Diverses hypothèses ont pu être proposées. Celle de R. Schuiling ne peut être retenue (métamorphisme d'influence autour d'un dôme de migmatisation hercynienne avec importants apports magmatiques diluant une série sédimentaire). On admet maintenant que la métasomatose hercynienne est restreinte.

Dès le moment où l'on admet que le gros des gneiss dérive soit d'un socle antérieur précambrien, soit d'une granitisation anté-hercynienne (ou même à la rigueur éo-hercynienne) qui, après consolidation, joue le rôle d'un socle mécanique, on pourrait alors penser à une sorte d'*effet de socle* ou de gneiss selon le modèle de Fontailles et Guitard. Cette interprétation est contestée par Bard et Thompson (1982). Quant au resserrement des isogrades au Sud de la zone axiale, il pourrait très bien être la conséquence du cisaillement senestre régional affectant cette zone.

Cependant une autre explication peut être suggérée. Il est patent d'après un ensemble de faits (imbrications, blastomylonites, pegmatites cisillées, etc.) que des glissements différentiels en masse, répétés, se sont produits à la limite gneiss-couverture. On peut imaginer qu'au sein de celle-ci, d'autres glissements, couche sur couche, se sont produits dans toute la hauteur de la pile métasédimentaire (le fait est en tout cas clair lors de la déformation CV). Dans ces conditions, on pourrait admettre que du matériel encore froid glissait sur des parties plus chaudes sans avoir le temps d'être réchauffé par transfert ascendant de chaleur.

Quelques indices induisent à postuler qu'une première grande déformation, antérieure à celle de Caisseville—Villemelle, avait abouti à transformer les sédiments en séricitoschistes à biotite, à foliation presque confondue avec le litage originel. On peut volontiers admettre que, de façon concomitante, les masses de granites porphyroïdes situées sous ou dans les sédiments, ont acquis dès ce moment une texture subplanaire (orthogneissification), tout en se subdivisant en grandes lames (mono- ou isoclinales). Il serait tentant de dater le début de cette grande phase, si mal connue, de la fin du Dinantien, moment où selon l'équipe Feist, des olistolites de front de nappes glissent dans la fosse de flysch culm. Cette fosse située au Sud de la zone axiale (feuille Saint-Chinian) est néanmoins séparée de la zone axiale par plusieurs lanières tectoniques matéri-

sant un contact anormal majeur. Le reste de la tectogenèse a pu s'échelonner durant tout le Namuro-Westphalien, avec au moins deux « poussées » thermiques (biotite prograde CV au Sud, front tardif de sillimanite mordant sur la zone à andalousite à Rosis). La chaleur n'avait pas entièrement fini de se dissiper lors du dépôt du Stéphanien B, même si ce Houiller, scellant les grandes failles tardi-hercyniennes, a été précédé d'une profonde dénudation.

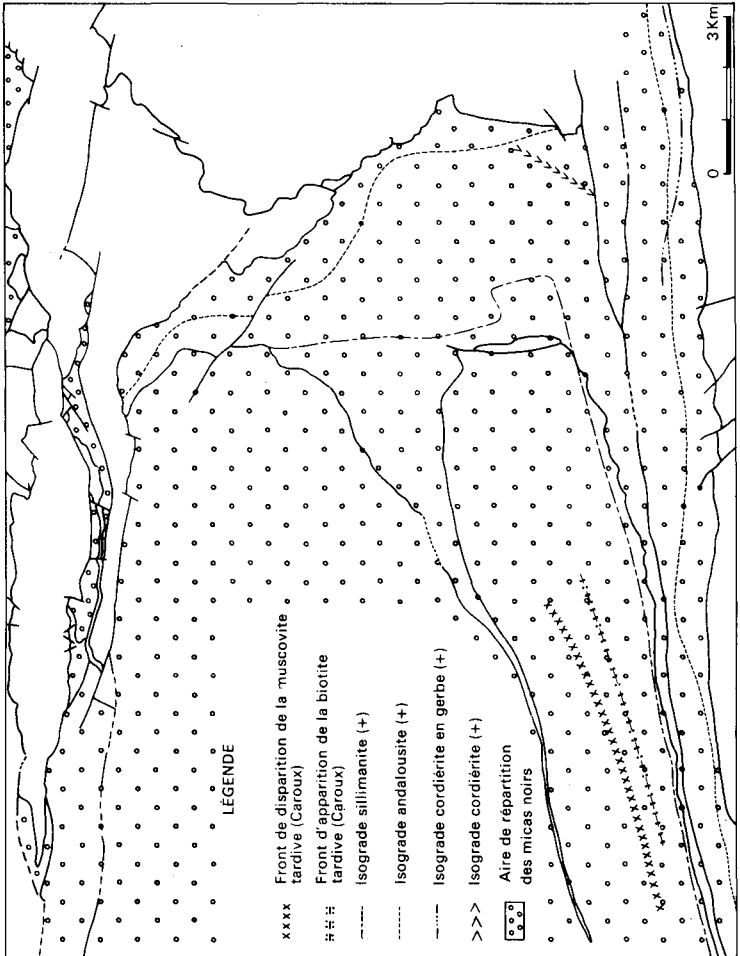


Fig. 2 - Carte de répartition des minéraux du métamorphisme

**Histoire thermique fini - et post-hercynienne de
la Zone axiale de la Montagne Noire par
la méthode des traces de fission
(J. Carpena)**

L'intérêt de la méthode des traces de fission provient du fait que les minéraux utilisés, zircon et apatite, ont des températures de fermeture plus basses que celles des méthodes isotopiques classiques. Elle est donc susceptible de mettre

en évidence des mouvements verticaux tardifs, pas toujours apparents sur le terrain et que les méthodes radiométriques classiques ne peuvent montrer. Par contre, associée à ces méthodes, elle permet de compléter l'histoire finithermique des socles.

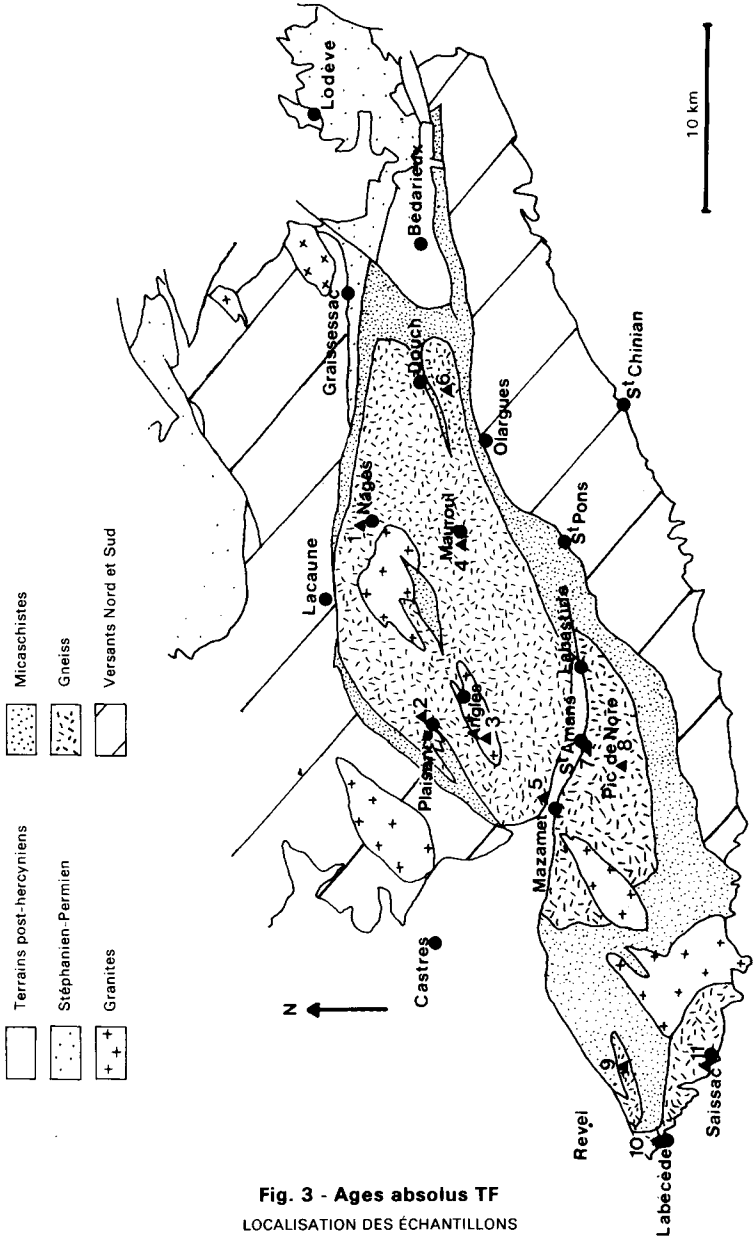


Fig. 3 - Ages absolus TF
LOCALISATION DES ÉCHANTILLONS

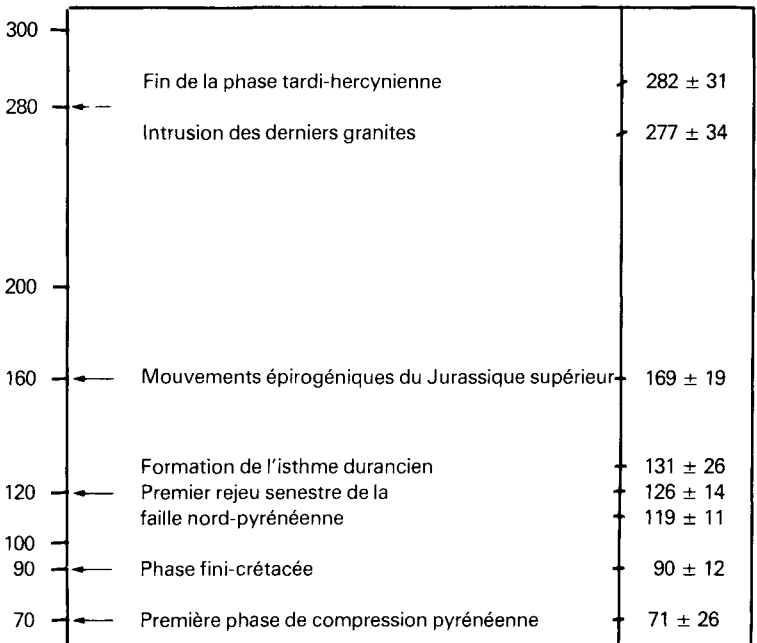
Tableau I. — Ages TF obtenus sur les apatites de la zone axiale et sur les zircons des gorges d'Héric (thèse J. Carpena, 1980).

Échantillon	Age apparent	Age plateau
<i>Apatite</i> 1	197 M.A.	282 M.A.
2	225 M.A.	277 M.A.
3	175 M.A.*	250 M.A.*
4	150 M.A.	225 M.A.
5	173 M.A.	229 M.A.
6	114 M.A.	119 M.A.
8	139 M.A.	169 M.A.
9	63 M.A.	90 M.A.
10	—	131 M.A.
11	107 M.A.	126 M.A.
7	—	71 M.A.
<i>Zircon</i> 6	275 M.A.	

* G. Poupeau *et al.* (1978).

Tableau II. — Répartition dans le temps des âges TF obtenus sur les apatites de la Montagne Noire (thèse J. Carpena, 1980)

M.A.



Les traces de fission sur zircon datent le passage de ce minéral et de la roche qui le contient par l'isotherme 300 °C. Les traces de fission sur apatite datent le passage par l'isotherme 100 °C.

Les âges sur zircon (gorges d'Héric) obtenus par cette méthode sont concordants avec les âges 39 Ar / 40 Ar et Rb/Sr sur biotite soit 280 M.A. (fig. 3, tabl. I) (Albarède, 1976 ; Hamet, 1975).

Les âges sur apatite se classent en deux groupes principaux (fig. 3, tabl. I) :

- les âges situés entre 229 et 282 M.A., obtenus sur les échantillons de Nages, Plaisance, Anglès, Mauroul et Mazamet ;
- les âges situés entre 71 et 169 M.A., provenant des échantillons des gorges d'Héric, Pic de Nore, Saissac, Cammazès, Labécède et Saint-Amans.

Les âges les plus vieux se situent au Nord d'une ligne joignant Revel, Mazamet, Labastide, Héric, Douch, les plus jeunes étant au Sud (fig. 3). Les âges traces de fission sur les apatites de la Montagne Noire amènent donc à diviser ce massif en deux zones distinctes orientées E—W : une zone à âges « vieux », paléozoïques au Nord, une zone mésozoïque au Sud.

Si l'ensemble du massif paraît avoir franchi l'isotherme 300 °C vers 280 M.A. (fin Stephanien), le passage de l'isotherme 100 °C ne s'est produit à cette même époque que sur la bordure nord de la zone axiale et progressivement de plus en plus tard vers le Sud, jusque vers 230 M.A. au niveau de la faille de Mazamet et du synclinal de Rosis. L'instabilité tectonique constatée du Jurassique supérieur au Crétacé supérieur dans les terrains sédimentaires avoisinant la zone axiale de la Montagne Noire se retrouve bien dans celle-ci ; ce fait est confirmé par les âges (de 70 à 169 M.A.) obtenus dans la moitié sud de la zone axiale (fig. 3). Il nous paraît donc légitime d'interpréter cet ensemble d'âges comme lié aux mouvements pyrénéens (fig. 3, tabl. II).

En conclusion, on peut admettre que le refroidissement du Nord de la zone axiale a été rapide depuis 300 °C jusqu'à moins de 100 °C et la retouche thermique montrée par les traces serait due à l'influence de la tectonique pyrénéenne. Cette dernière serait responsable alors d'un léger réenfouissement du socle de la partie nord de la zone axiale, expliquant alors cette légère retouche thermique des apatites du socle.

VÉGÉTATION ET CULTURES

VÉGÉTATION

Ce paragraphe a été rédigé d'après la lecture de la carte de végétation de France au 200 000^e, feuille Carcassonne, par H. Gaussen, C. Cabaussel, C. Dupias et L. Mestre, publiée en 1963 et complétée par quelques indications empruntées à la thèse de A. Baudière (Recherches phytogéographiques sur la bordure méridionale du Massif Central français, monts de l'Espinouse, thèse Sciences, Montpellier, 1970, 3 vol.).

La feuille Bédarieux présente une très remarquable zonation de la végétation, depuis la Hêtraie atlantique jusqu'à la forêt de Chêne vert méditerranéen.

La forêt est localement bien représentée, en association étroite avec la lande, les pelouses naturelles et de fauche, les cultures. On peut définir une zonation assez nette du Nord-Ouest au Sud-Est :

- sur le plateau du Caroux, la Hêtraie montagnarde, avec lande et pelouse associées ;

— dans le Nord-Est de la feuille, il existe une étroite bande de forêt de Chêne pédonculé et de Chêne sessile, avec landes associées. Sur le revers méridional du plateau du Caroux, cette ceinture manque et la forêt de Chêne pubescent—Chêne vert vient directement au contact des landes de dégradation de la Hêtraie ;

— une large bande de forêt de Chêne pubescent, avec Châtaigniers et quelques Chênes verts ;

— une autre large bande de forêt de Chêne vert, avec landes et pelouses, admettant quelques îlots de Chêne pubescent ;

— un îlot de forêt de Pin laricio à l'Est de Bédarieux.

• La forêt de Hêtre et ses faciès de dégradation (lande et pelouse) occupent le sommet du plateau du Caroux et quelques zones hautes du Nord-Ouest de la carte (Ouest de Carnac, Est d'Arnac et bois de Mélagues, bois de la montagne de Montmare). La Hêtraie se développe bien au-dessus d'une humidité de 1 200 mm, dans les zones hautes. Le sous-bois est occupé par *Sambucus racemosa*, *Rubus idaeus*, *Vaccinium myrtillus*, *Prenanthes purpurea*, *Asperula odorata*, ainsi que des Herbacées vernales : *Anemone nemorosa*, *Dentaria pinnata*, *Corydalis solida*, *Erythronium dens-canis* ; s'y ajoutent *Scilla lilio-hyacinthus*, *Euphorbia hyberna*, *Meconopsis*, de floraison plus tardive.

Les landes développées sur sol acide aux dépens de la forêt (déboisement) sont de type montagnard à Sarothamne, Callune et Bruyère cendrée ; dans les parties les plus élevées il apparaît la lande à Callune et *Genista pilosa*. Les prairies associées aux landes sont des pelouses à *Deschampsia flexuosa*, Fétuques diverses, *Nardus stricta* dans les zones surpaturées ; les prairies de fauche possèdent, à côté des Graminées et des légumineuses habituelles, des espèces montagnardes comme *Gentiana lutea* et *Polygonum bistorta*. Quelques stations d'*Alchemilla alpina* parsèment les hauts affleurements rocheux du Caroux—Espinouse. Localement, les landes sont parsemées de tourbières acides. Enfin, divers reboisements ont été tentés, en Sapin, Epicéa, Mélèze, Douglas, Pin sylvestre, entre Castanet et Cambon, au Sud-Est d'Arnac.

• Un îlot de forêt de Chêne pédonculé, associé au Châtaignier, est étroitement localisé dans la vallée du Bonissou, à l'Ouest de Saint-Geniès. Une lande provenant de la dégradation de la forêt de Chêne sessile dessine une bande étroite entre la forêt de Hêtre du bois de Mélagues et la forêt de Chêne pubescent située topographiquement plus bas (lande à *Genista purgans*).

• La forêt de Chêne pubescent avec Châtaignier, parfois très abondant, se trouve à l'état pur ou associée au Chêne vert sur la retombée méridionale du plateau du Caroux, la vallée de la Mare, la région d'Arnac, et l'essentiel de la zone comprise entre Saint-Gervais-sur-Mare et Lunas. La forêt est assez clairsemée et s'enrichit en espèces atlantiques au contact de la zone du Hêtre (*Acer campestre*, *Sorbus aria*), en espèces méditerranéennes à proximité de la zone du Chêne vert (*Acer monspessulanum*, *Pistachia terebinthus*, *Coronilla emerus*). Sur le revers sud du plateau du Caroux, les Chênes (vert et pubescent) sont localisés sur les pentes rocheuses à sols squelettiques, tandis que les Châtaigniers nécessitent des sols profonds, sur éboulis.

Dans cette zone de mélange, les landes associées à la dégradation de la forêt sont de quatre types : maquis à *Erica arborea*, avec *Sarothamnus scoparius*, *Erica cinerea*, *Calluna vulgaris* ; lande à *Genista purgans*, acidophile strict ; lande à *Sarothamnus scoparius* et *Pteridium aquilinum* ; lande à Ericacées. Diverses espèces méditerranéennes prolifèrent localement : *Cistus salviaefolius* à proximité du Hêtre, *Sparcium junceum* au niveau du Chêne vert.

- La forêt de Chêne vert est localisée autour de Bédarieux et au Sud de l'Orb. C'est le plus souvent un taillis, avec *Acer monspessulanum* et encore le Chêne pubescent et le Châtaignier, sur sol siliceux, accompagné de *Erica arborea*, Arbousier, *Cistus salviaefolius*, *Pteris*. Sur sol calcaire, le Châtaignier manque, le sous-bois renferme *Phyllirea media*, Jasmin, *Rubia peregrina*, et la garrigue voisine *Lavandula latifolia*, *Cistus albidus*, l'Amélanchier et le Buis.

- Il existe un îlot de Pin laricio sur dolomies du Dogger à Carlenças (Est de Bédarieux). Ce peuplement est accompagné du Chêne vert avec, dans le sous-bois, *Acer monspessulanum*, *Juniperus oxycedrus*, *Erica multiflora*, Buis et Romarin. Le Pin laricio est peu exigeant et peut être utilisé pour le reboisement de sols très dégradés par l'érosion, en particulier sur dolomie, et couverts de Romarin.

CULTURES

Le Châtaignier est généralement considéré comme ayant été introduit à l'époque romaine, puis dispersé d'une manière subspontanée. Pour certaines auteurs (A. Baudière), la présence de pollen de Châtaignier dans les tourbières du plateau du Caroux, bien avant l'époque historique, est un indice de la grande ancienneté de cette espèce dans le Midi de la France. Toutefois, on peut se demander si cet arbre peut naturellement supplanter le Hêtre ou le Chêne, ou si, plus simplement, il ne s'est pas installé dans les clairières de défrichement à partir du Néolithique. Son extension est limitée seulement par le sol, qui doit être siliceux et bien drainé. Peu exigeant pour le climat, il se rencontre dans la série du Chêne pubescent (versant sud des monts de l'Espinouse), mais aussi dans la zone inférieure du Chêne sessile et la partie supérieure de la zone du Chêne vert. Le sous-bois renferme *Sarothamnus scoparius*, *Calluna vulgaris*, *Erica cinerea*, *Pteris*, *Teucrium scorodonia*, *Cistus salviaefolius*, accompagnées de quelques méditerranéennes (*E. arborea*, *Lavandula stoechas*).

La vallée de l'Orb et les collines autour de Bédarieux renferment des arbres fruitiers, des prairies et de la Vigne.

DOCUMENTATION COMPLÉMENTAIRE

HYDROGÉOLOGIE

La plus grande partie de la feuille couvre une région de hauts reliefs correspondant à la terminaison orientale de la montagne de l'Espinouse, et au pied de laquelle se développe le tracé de l'Orb. C'est ce fleuve qui assure l'essentiel du drainage à l'exception des versants nord-ouest de la chaîne qui sont drainés par le bassin atlantique, les limites des départements du Tarn et de l'Aveyron coïncidant sur une partie de leur trajet avec la ligne de partage des eaux.

En raison de son altitude, 1 124 m au sommet de l'Espinouse, et des conditions climatiques auxquelles elle est soumise, cette région reçoit d'importantes précipitations, comprises entre 1 000 mm dans la vallée de l'Orb et 1 700 mm dans les parties les plus élevées.

De telles conditions, conjuguées avec des perméabilités faibles à médiocres qui caractérisent la plus grande partie des terrains que l'on rencontre dans le territoire de la feuille, déterminent une très grande irrégularité du régime de

l'Orb : on note ainsi au voisinage de Tarassac (limite méridionale de la feuille) un écart considérable entre débit de crue, susceptible de dépasser 1 000 m³/s, et débit de saison sèche, de l'ordre de 2 m³/s, la valeur du débit moyen inter-annuel étant voisine de 20 m³/s. L'édification du barrage d'Avène (capacité de 34 millions de m³), situé sur la feuille Camarès, permet un relèvement appréciable du débit en étiage.

Du point de vue des eaux souterraines, les distinctions suivantes peuvent être adoptées :

- **Les formations cristallines et métamorphiques** de l'Espinouse, du Caroux et du Mendic, de même que **les séries schisto-gréseuses** du Cambro-Silurien et du Stéphaniens, offrent des sources dispersées, au débit faible en général, et dont certaines peuvent tarir en période d'étiage. Les plus importantes de ces sources paraissent situées dans les zones fortement altérées ou fissurées (sources d'arènes). Beaucoup d'entre elles ont été captées autrefois (la Font de Conil, pour alimenter Combes, la Font de Mendic, pour alimenter le Bousquet-d'Orb, les sources du vallon du Riols pour alimenter Graissessac, ...), mais la plupart se révèlent aujourd'hui insuffisantes pour satisfaire l'accroissement des besoins : beaucoup de communes se sont ainsi regroupées en syndicats (syndicat de la Mare, syndicat de la rive gauche de l'Orb, syndicat du Caroux...) en vue d'améliorer leur alimentation en eau à partir de sites de captages privilégiés.

- **Les formations calcaires et dolomitiques** du Cambrien de la rive droite de l'Orb constituent d'excellents aquifères dont la capacité de réserve est fonction de leurs conditions structurales. Leur extrême karstification se traduit par l'existence de nombreuses sources, pertes, résurgences et cavités naturelles parfois très importantes (340 m de profondeur à l'aven du mont Marcou).

— La plus importante, en extension, de ces unités se développe entre Saint-Géniès-de-Varensal et la vallée de l'Orb. A son extrémité occidentale se situe une source importante : la source de Fontcaude (débit compris entre 100 et plus de 1 000 l/s selon la période avec une température comprise entre 14 et 16°). Elle est exploitée par le syndicat de la vallée de la Mare dont les eaux sont distribuées à une quinzaine de communes dont certaines sont proches de la ville de Béziers ; plusieurs sources secondaires naissent en outre dans le village de Saint-Géniès.

Les diverses autres unités offrent des conditions voisines avec des sources d'importance variable.

— L'unité d'Albès est la mieux connue grâce aux diverses relations qui ont été démontrées par traçage : le débit total à l'étiage des sources de cette unité est de l'ordre d'une cinquantaine de litres par seconde et contribue à l'alimentation en eau d'une importante pisciculture située près de Fontcaude ; l'une de ces sources (la source Benjamin) est captée pour l'alimentation en eau du village de Castanet-le-Haut.

— L'unité de Saint-Pierre-des-Cats est essentiellement drainée, en même temps que les zones calcaires de la région de Mélagues, par la source des Douzes, actuellement noyée sous près de 40 m par la retenue du barrage d'Avène (feuille Camarès) : son débit d'étiage serait de l'ordre de 400 l/s. Vers l'Ouest, plusieurs pertes alimentent la résurgence située sous le village de Boissézou.

- **Les formations du Dévonien et du Carbonifère** de la rive gauche de l'Orb (monts de Faugères) comportent plusieurs niveaux calcaires ou dolomitiques dont le drainage, réalisé pour sa plus grande part par les sources de la région de Vieussan (feuille Saint-Chinian) est également assuré par plusieurs petites

sources à la partie méridionale de la feuille Bédarieux : ces sources sont captées notamment pour l'alimentation en eau des hameaux de Tarassac, Margal, Violas et pour une partie des besoins de la commune des Aires.

• **Les formations du Permo-Trias et du Jurassique** qui constituent le bassin de Bédarieux et la terminaison méridionale des monts de l'Escandorgue n'offrent de possibilité aquifère intéressante que dans leur faciès du Lias (Hettangien) et du Jurassique moyen (Bathonien).

— Dans le bassin de Bédarieux, c'est presque exclusivement le Jurassique moyen qui est exploité pour l'alimentation en eau potable de la ville, grâce aux captages de ses deux plus importantes sources : la source des Douzes (débit d'étiage voisin de 20 à 25 l/s) et la source de la Joncasse (débit d'étiage voisin de 30 l/s). D'autres sources sont issues du même réservoir : la source du Théron et la source du Mas de Riols, cette dernière étant captée pour desservir quelques hameaux de la commune de la Tour-sur-Orb. Entre Bédarieux et Hérépian toutefois, c'est l'Hettangien qui est exploité, à raison de 15 m³/h, par un forage de 28 m servant à l'alimentation en eau du syndicat du Caroux. Les possibilités en eau des dolomies hettangiennes, insuffisamment connues, mériteraient d'être précisées.

— Dans la terminaison méridionale des monts de l'Escandorgue où le Jurassique moyen n'est pas représenté, les dolomies hettangiennes sont essentiellement drainées par la source du Vivier à Lunas (débit d'étiage voisin de 40 l/s) qui est captée pour les besoins de la commune. Diverses sources de moindre importance naissent dans les ravins qui convergent vers le chef-lieu, la plus importante étant située en tête du ravin de Laval-de-Nize (feuille Lodève). Plusieurs pertes, dans ces divers ravins, contribuent à l'alimentation en eau de la source du Vivier et de son principal trop-plein la résurgence de Bouco-d'Ase.

Aussi bien dans le bassin de Bédarieux que dans les monts de l'Escandorgue, des épanchements basaltiques peuvent localement donner lieu à de petites restitutions d'eau lorsque des niveaux de perméabilité médiocre les isolent des aquifères karstiques sous-jacents ; dans le bassin de Bédarieux, des formations d'âge éocène peuvent jouer un rôle analogue : ainsi se localisent quelques petites venues d'eau à la base des calcaires du Lutétien proches de Carlencas. Le débit de ces diverses sources varie en général entre 0,1 et 1 l/s.

• **Les formations alluviales de la vallée de l'Orb** (et certaines parties de ses affluents les plus importants) se révèlent de bons aquifères dont les capacités d'exploitation sont fonction des possibilités d'alimentation par l'écoulement de surface en cours de pompage. De nombreux captages d'alimentation en eau potable sont ainsi installés le long de l'Orb, dont les débits d'exploitation varient entre quelques dizaines de mètres cubes à l'heure et 150 m³/h : les communes du Poujol-sur-Orb, de Lamalou-les-Bains, des Aires, d'Hérépian notamment assurent de la sorte totalité ou partie de leurs besoins.

Il existe en outre dans ces vallées alluviales de nombreux autres captages privés, constitués par des puits ou par des forages, et utilisés essentiellement à des fins agricoles.

Sources thermales et minérales

Enfin, les caractéristiques propres à certaines eaux de la région intéressée par la feuille, tant du point de vue de leurs températures que de leurs composants naturels et de l'ensemble de leurs autres propriétés, ont motivé, depuis longtemps parfois (1634 ?), leur utilisation à des fins diverses.

C'est ainsi qu'à Lamalou-les-Bains, station thermale réputée, sont exploitées des eaux de température comprise entre 16 et 51° et de compositions chimiques différentes pour des usages thérapeutiques variés : ces eaux sont prélevées sur des sources et des forages (une vingtaine au total) échelonnés sur près de deux kilomètres au voisinage de la bordure occidentale du bassin de Bédarioux mais en provenance de fractures de son substratum.

Aux Aires, après une longue période d'exploitation de la source de la Verrière, puis celle d'eaux froides, toute commercialisation est aujourd'hui arrêtée.

A Colombières-sur-Orb, l'eau de la source Crémieu (27° de température) fut autrefois l'objet d'un captage pour exploiter l'anhydride carbonique qu'elle libérait en quantité appréciable en même temps que divers autres gaz qui étaient également récupérés (oxygène, azote, argon et hélium).

Enfin, de petites sources hydrominérales gazeuses (renfermant CO₂ et SH₂), donnant lieu à des dépôts ferrugineux, sont connues dans la partie méridionale du massif du Caroux (sources des Horts, près de Saint-Julien-Auziale, et source du ruisseau d'Héric).

SITES CLASSIQUES ET ITINÉRAIRES

On trouvera des renseignements géologiques complémentaires et en particulier des itinéraires dans le *Guide géologique régional : Languedoc méditerranéen, Montagne Noire*, par B. Gèze, 1979, Masson, Paris :

- itinéraire 5 : monts de l'Est de Lacaune et leurs bordures ;
- itinéraire 6 : monts de Faugères et de Cabrières ;
- itinéraire 7 : Lodévois et basse vallée de l'Hérault.

Il faut signaler en outre la description de l'excursion 010 A du 26^e Congrès géologique international (Paris, 1980) :

Évolution structurale, métamorphique et magmatique du socle antépermien dans le Massif Central (A. Autran et Ph. Matte). Cette excursion, dans ses trois premiers jours, permet l'observation de quelques formations de la feuille Bédarioux. Ce livret-guide a été publié dans la *Revue des Sciences naturelles d'Auvergne* (vol. 45, 1979 - Société d'Histoire naturelle d'Auvergne, 4, rue Ledru, 63000 Clermont-Ferrand).

GÎTES MINÉRAUX

Nom du gîte	Indice de classement national	Substance	Minéraux	Forme du gîte	Roche encaissante	Remarques
Ginestet	1.4001	Cu	Chalcopyrite	Filon	Gneiss	Galerie, puits.
La Roche	2.4001	Fe	Oxyde Fe	Filon D ^{ion} 130°	Schistes	
Saint-Gervais-sur-Mare	2.4002	Fe	Limonite Hématite Pyrite	Amas	Schistes	1 000 m de galeries. Extrait 15 500 t (1931-1953)
Rongas - 1	2.4003	Pb Zn	Galène Blende	Filon D ^{ion} 140°	Schistes	
Rongas - 2	2.4004	Pb Zn Ag	Galène Blende Pyrite Mispickel	Fissural	Schistes	Travaux en 1843. Petite concession aujourd'hui annulée.
Maurian (la Vestoure)	3.4001	Fe Ba	Hématite Barytine Limonite Oligiste	Strati- forme	Dolomie	Concession en 1825, renoncée. Galerie. Tentatives d'exploitation.
Roc de Maret	3.4002	Ba	Barytine	Filon D ^{ion} 45°	Dolomie	

Nom du gîte	Indice de classement national	Substance	Minéraux	Forme du gîte	Roche encaissante	Remarques
Le Coural	3.4003	Cu	Cuivre gris Chalcopryrite Pyrite	Filon D ^{ion} 20°	Grès, pélite	
Vérénoix	3.4004	Pb Fe	Oxydes	Fissural	Schiste	
Saint-Etienne-Estréchoux	3.4005	Pb	Galène Oxydes Cu Quartz	Fissural D ^{ion} 30° Karst	Dolomie	
Mont-Coudour	3.4006	Cu Ba	Barytine Oxydes Cu	Stratiforme	Dolomie	
Aire-Raymond 2	3.4007	U	Chalcolite	Stratiforme	Grès Schistes	
Senegra	3.4008	Cu	Chalcopryrite Oxydés Cu	Filon Couche	Permien	
Aire-Raymond 1	3.4009	Cu U	Chalcopryrite Pechblende Galène	Filon	Permo-Houiller	Contact par faille.

Dio et Valquières	4.4001	Cu	Malachite, Chalcosite, Bornite	Disséminé et fissural	Poudingues Grès (Trias)	Sondages. La minéralisation affleure sur 9 km entre le Py et Malevieille et 4 km entre Salsasc et Grange-de-Montagne.
Les Fontanilles	4.4002	Cu	Cuivre gris Oxydes Cu	Filon	Permien	
Bardou	5.4001	Pb Zn As	Galène, Blende, Mispickel	Filon D ^{ion} 90°	Gneiss	Ancienne exploitation 1928-1937 (Copro-mines). Descenderies, galeries.
Gourloury (Mas del Gua)	5.4002	Zn Pb Cu	Galène, Blende, Chalcopyrite, Pyrite	Filon N-S Pge 60 °E	Gneiss	Reconnaissance par puits et galeries. Filon peu puissant.
Mons-la-Trivalle	5.4003	Pb Zn Cu	Galène, Blende, Chalcopyrite	Filon N-S	Gneiss	Vestiges de travaux romains. Travaux récents (1940).
Mas-du-Gua	5.4004	W	Scheelite	Stratiforme	Epidotite	Indice
Ruisseau de Rouillouse	5.4005	W	Scheelite	Stratiforme	Epidotite Pélite	Indice
La Gardiole	5.4006	W	Scheelite	Stratiforme	Épidotite Skarn	Indice
Les Jasses	5.4007	W	Scheelite	Stratiforme	Schistes X	Indice

Nom du gîte	Indice de classement national	Substance	Minéraux	Forme du gîte	Roche encaissante	Remarques
Cabaret de Douch	6.4001	Zn Pb	Blende, Galène, Chalcopyrite	Filon N-S	Gneiss Micaschiste	Recherches par puits et galeries entre 1927 et 1949. Extrait 120 t de blende.
Senas	6.4002	Zn	Blende, Galène, Chalcopyrite	Filon D ^{ion} 330° Pge 80 °N	Gneiss	Galeries de 100 et 200 m. Extrait 100 t de blende.
Colombières-sur-Orb	6.4003	U Pb Pyr	Pechblende, Galène, Pyrite	Filon D ^{ion} 330° Pge 80 °N	Gneiss	Reconnaissance par galeries (S.M.M.P.)
Cours	6.4004	Fe	Oxyde Fe	Filon D ^{ion} 140°	Schistes	
L'Horte	7.4001	Cu Pb Zn	Bournonite Galène Blende	Filon D ^{ion} 45°	Schistes Grès	Travaux très anciens. Reconnaissance récente par galerie (1907-1910).
Les Cambons	7.4002	Cu Pb Zn	Cuivre gris Chalcopyrite Bournonite	Filon D ^{ion} 40°	Schistes	

Saint-James	7.4003	Cu Pb Zn	Cuivre gris Chalcopyrite Blende, Galène	Filon D ^{ion} 60° Pge 90°	Schistes	2 galeries de 100 m, puits de 25 m en 1907. Anciens travaux du Moyen Âge.
Moto-Cross	7.4004	Pb Zn Pyr	Galène Blende Pyrite Barytine	Filonnets D ^{ion} 40° Pge 90°	Schistes	Anciens travaux : ép. romaine, Moyen Âge. Reprise en 1865 : tranchée, galerie.
La Veyrasse	7.4005	Pb Zn Pyr	Galène, Blende Pyrite, Barytine	Filon, filonnets D ^{ion} 30°-60° Pge 90° Disséminé	Grès	Exploité en 1865. Galerie E—W, puits de 30 m.
La Bourbouille	7.4006	Ba Pb Zn	Barytine Galène, Blende	Filon D ^{ion} 30° Pge 65° NW	Schistes	Travaux de recherches rapidement abandonnés.
La Cresse	7.4007	Zn Cu Ba	Smithsonite Cuivre gris, Barytine, Blende	Fissural D ^{ion} 30° et 110°	Dolomie	
Taussac-la- Billière	7.4008	Pb Zn Cu	Galène, Blende Chalcopyrite	Amas (Karst)	Dolomie	Anciens travaux : galerie, dépilages. En 1910, puits de recherches.

Nom du gîte	Indice classement national	Substance	Minéraux	Forme du gîte	Roche encaissante	Remarques
La Sesquière	7.4009	Pb Zn Ba	Galène Blende, Barytine	Stratiforme	Grès	Indice.
Lacan	7.4010	Ba Pb Cu Zn	Barytine, Galène, Bournonite, Blende	Amas	Dolomie	Anciens travaux au Moyen Âge. Reprise de 1890 à 1899. Extrait : 540 t calamine, 30 t blende.
Les Arènes	7.4011	Cu Pb Zn	Cuivre gris Galène Blende Chalcopyrite	Filon D ^{ion} 90° Pge 90°	Schistes	Connu au Moyen Âge. Reprises intermittentes de 1925 à 1931. Tranchée.
La Fontête	7.4012	Zn Cu Ba	Blende Chalcopyrite Barytine	Filonnets D ^{ion} 70° et 40°	Schistes	Galerie de reconnaissance de 20 m.
L'Usclade	7.4013	Ba Cu Pb Zn	Barytine Cuivre gris Galène Blende	Filon Filonnets Amas	Marne, grès	Anciens travaux (Moyen Âge ?). Galeries.

Boussagues	7.4014	Pb Zn Cu	Galène Blende Bournonite Malachite	Filon D ^{ion} 40°	Dolomie, calcaire	Petits travaux d'exploitations 1930-33 : galeries, descenderie. 1958-59 : galerie, recoupes, sondages.
Saint-André	7.4015	Pb Cu	Galène Chalcopyrite	Disséminé	Grès	
Le Pont-du-Diable	7.4016	Ba Pb Zn	Barytine Galène Blende	Amas Fissures	Dolomie, Grès	Fouilles anciennes.
Saint-Georges	7.4017	Pb Ba	Galène Barytine	Filon D ^{ion} 50°	Dolomie	Reconnaissance par galerie.
Le Pradal	7.4018	Pb Zn Ba	Galène Blende Barytine	Amas Karst	Dolomie	Travaux importants entre le X ^e et le XVII ^e siècle (galeries, puits...). Travaux romains probables.
Le Bouquet de-Balme	8.4001	Al	Boemmite Kaolinite Hématite	Amas (Karst)	Dolomie Argile Conglomérat	Production : 0,5 Mt.
L'Issart-Rouge	8.4002	«	«	«	«	Production : 0,5 Mt.
La Braunhe	8.4003	«	«	«	«	Production : 0,8 Mt.
L'Arboussas	8.4004	«	«	«	«	Production : 3 Mt.

ANALYSES CHIMIQUES

Les analyses chimiques des tableaux 1 à 4 (sauf celles marquées d'un astérisque) ont été effectuées au C.R.P.G. (Nancy) et ont été traitées dans une suite de diagrammes géochimiques faisant intervenir les variations des fractions minéralogiques principales (H. de La Roche, 1966), le comportement différentiel de l'alumine et des alcalins (H. de La Roche, 1968) et le comportement des alcalins à alumine constante (H. de la Roche, 1972). Les analyses chimiques marquées d'un astérisque ont été prélevées dans les thèses de M. Demange (1982) et de M. Brunel (1972).

Les analyses du tableau 5 ont été effectuées en 1976 au B.R.G.M. à Orléans (rapport interne, 1978, C. Alsac et M. Donnot).

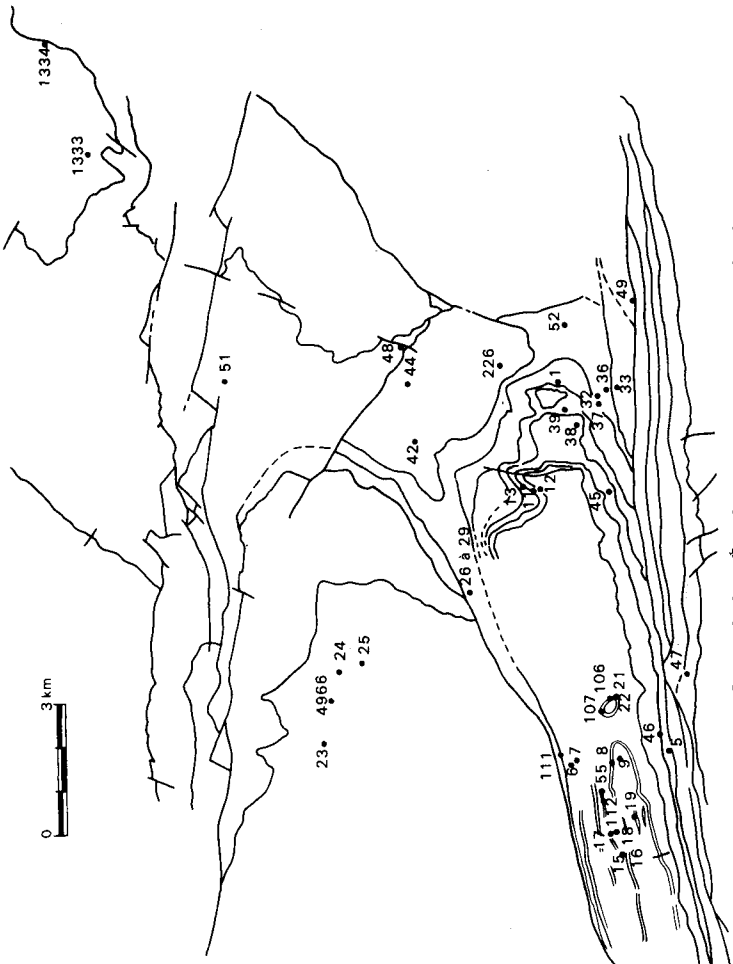


Fig. 4 - Carte de localisation des échantillons analysés

TABLEAU 1. — SÉRIE DE TYPE ORTHOGNEISSIQUE ET MIGMATITIQUE — GRANITE

N° éch.	6	7	9	13	15	16	23	25	26	46	4966 *	1334 *	1333 *
Notation carte	ξ	ξ	ξ	$\rho\xi$	ξ	ξ	γ	ξ	$\xi\lambda$	$\rho\xi$	$m\xi$	γ^M	γ^M
SiO ₂	70,05	71,08	66,67	73,21	73,91	73,06	66,91	73,91	72,77	69,66	76,20	72,78	73,31
Al ₂ O ₃	15,37	14,36	15,55	14,28	13,80	13,71	14,81	13,20	14,44	13,91	12,81	11,34	12,29
Fe ₂ O ₃ T	3,37	2,87	4,56	2,18	2,18	2,19	4,84	1,69	1,38	3,81	1,59	1,21	1,59
MnO	0,09	0,04	0,07	0,04	0,05	0,09	0,07	0,04	0,04	0,05	0,03	0,01	0,01
MgO	0,99	0,79	1,44	0,55	0,89	0,60	1,78	0,40	0,44	0,83	0,05	0,33	0,26
CaO	1,29	1,09	1,59	0,79	0,69	0,70	1,78	0,50	0,49	1,15	0,62	0,93	0,84
Na ₂ O	3,31	3,33	3,41	3,19	3,04	3,18	2,96	3,22	2,95	2,80	2,63	4,24	5,79
K ₂ O	4,46	4,41	3,76	4,76	4,62	4,77	3,55	4,81	4,75	4,51	5,21	4,52	2,54
TiO ₂	0,63	0,52	0,91	0,36	0,32	0,42	0,83	0,22	0,20	0,41	0,31	0,55	0,67
PF	0,85	0,94	0,93	0,86	0,72	0,67	1,29	0,73	1,13	1,37	1,41		
Ba	0565	0713	0966	0476	0238	0038	0676	0278	0193	0583			
Co	0055	0050	0045	0069	0050	0050	0059	0060	0049	0010			
Cr	0048	0048	0071	0028	0030	0050	0101	0014	0012	0039			
Cu	0010	0010	0020	0010	0010	0010	0030	0010	0010	0010			
Ni	0010	0010	0025	0010	<0010	<0010	0020	0010	<0010	0012			
Sr	0114	0129	0168	0089	0060	0094	0178	0084	0074	0112			
V	0050	0054	0079	0020	0035	0030	0138	0025	0010	0038			

(6) : gneiss à nodules de quartz et sillimanite ; (7) : gneiss migmatitique nébulitique à biotique ; (9) : gneiss gris migmatitique oëillé ; (13) : gneiss oëillé à gros et petits yeux ; (15) : gneiss oëillé veiné ; (16) : gneiss oëillé veiné à sillimanite ; (23) : granitoïde ; (25) : gneiss oëillé veiné à nodules quartzo-sillimanitiques ; (26) : gneiss oëillé leucocrate à grain moyen ; (46) : gneiss fin gris à structure planaire ; (1333) : granite du Mendic ; (1334) : granite du Mendic ; (4966) : gneiss fin leucocrate.

TABLEAU 2. — SÉRIE DE TYPE COUVERTURE

N° éch.	8	18	19	21	22	24	17	55	111	112	106	107
Notation carte	Z1	Z1	Z1	Z1	Z1	Z1	δ (Z1)	Z1 (4)	δ (Z1)	δ (Z1)	δ (Z1)	δ (Z1)
SiO ₂	64,55	63,24	69,99	64,56	66,57	69,31	55,05	48,00	46,70	52,20	46,20	48,60
Al ₂ O ₃	14,43	15,71	14,33	14,94	15,42	12,94	15,71	4,87	14,50	17,30	6,90	14,20
Fe ₂ O ₃ T	6,52	7,02	4,25	6,33	5,24	5,98	9,59	10,68	10,42	10,89	11,50	14,20
MnO	0,09	0,11	0,06	0,10	0,12	0,10	0,14	0,17	0,19	0,18	0,18	0,21
MgO	2,97	3,46	1,38	2,57	2,47	2,35	4,94	25,34	10,86	4,80	22,42	6,41
CaO	1,93	2,47	0,99	1,98	2,57	1,18	6,47	7,31	7,94	6,33	8,33	8,24
Na ₂ O	2,95	2,77	2,77	2,91	3,40	2,22	3,06	0,10	1,70	2,97	0,54	0,49
K ₂ O	3,16	3,01	3,66	3,12	2,52	2,60	1,83	0,10	1,75	1,09	0,34	2,47
TiO ₂	0,83	0,85	0,47	0,93	0,91	0,86	1,60	0,92	1,77	2,02	1,20	2,78
PF	1,15	1,18	1,14	1,06	1,16	1,97	1,17		4,17	2,22		1,07
Ba	0652	0662	0415	0584	0662	0814	0479	0010	0262	0420	0010	0088
Co	0059	0059	0084	0059	0054	0059	0059	0083	0000	0051	0120	0051
Cr	0138	0152	0085	0137	0119	0116	0320	0800	0576	0122	0800	0221
Cu	0020	0020	0020	0030	0025	0044	0079	0025	0035	0039	0035	0110
Ni	0069	0054	0043	0045	0025	0029	0014	0600	0307	0063	0741	0100
Sr	0178	0153	0119	0233	0267	0142	0292	0034	0223	0301	0019	0217
V	0148	0168	0089	0129	0128	0142	0237	0138	0000	0221	0183	0297

(8) : gneiss fin gris sombre ; (18) : gneiss fin biotitique à structure planaire ; (19) : gneiss fin gris, riche en micas ; (21) : gneiss fin gris, riche en micas ; (22) : gneiss fin biotitique à structure planaire ; (24) : gneiss fin plagioclasique, riche en biotite ; (17) : amphibolite massive ; (55) : péridotite (webstérite) ; (111) : amphibolite litée ; (112) : amphibolite litée ; (106) : amphibolite massive ; (107) : amphibolite massive.

TABLEAU 3. — VERSANT ORIENTAL ET MÉRIDIONAL DE LA ZONE AXIALE

N° éch.	51	11	12	36	226	27	28	29	47	49
Notation carte	x11 (2)	x3	x3	x5	x6	x3-5	x3-5	x3-5	o VD-oSM	o-d
SiO ₂	70,46	46,06	45,81	67,05	70,40	67,69	65,37	66,52	74,16	53,43
Al ₂ O ₃	15,16	19,37	17,14	16,89	10,80	14,55	15,17	12,77	11,28	27,75
Fe ₂ O ₃ T	5,03	14,63	16,34	3,23	4,00	4,42	4,71	3,73	4,00	6,11
MnO	0,02	0,43	0,36	0,05	0,00	0,06	0,05	0,05	0,04	0,04
MgO	0,94	4,05	4,56	1,11	2,24	1,72	2,216	2,06	1,06	1,36
CaO	0,00	2,37	7,73	2,60	5,56	1,33	1,52	5,99	0,68	0,00
Na ₂ O	0,22	3,16	1,78	3,95	0,00	2,85	3,95	2,73	2,66	1,05
K ₂ O	2,99	4,20	1,29	1,91	3,36	3,83	3,24	2,46	1,71	4,20
TiO ₂	0,85	2,99	3,13	0,80	0,74	0,69	0,79	0,73	0,97	0,98
PF	3,64	1,15	0,95	1,01	2,54	1,68	1,84	1,75	2,25	5,51
Ba	0438	0870	0322	0337	0068	0811	0879	0722	0560	0598
Co	0039	0064	0089	0013	0064	0059	0064	0059	0016	0017
Cr	0080	0152	0452	0031	0081	0108	0126	0094	0062	0143
Cu	0011	0025	0149	<0010	0083	0034	0034	0025	0014	0057
Ni	0045	0069	0129	0010	0120	0020	0039	0054	0022	0014
Sr	0076	0277	0317	0231	0233	0236	0226	0462	0114	0151
V	0111	0129	0337	0059	0076	0123	0152	0138	0064	0178

(51) : tuf volcano-sédimentaire ; (11) : gneiss fin amphibolitique à grenat ; (12) : amphibolite à grenat ; (36) : quartzite à silicates calciques ; (226) : quartzite à silicates calciques ; (27) : gneiss fin à biotite ; (28) : gneiss fin ; (29) : quartzite à silicates calciques ; (47) : tuf volcano-sédimentaire ; (49) : schiste noir.

TABLEAU 4. — VERSANT ORIENTAL ET MÉRIDIONAL DE LA ZONE AXIALE

N° éch.	38	5	39	1	32	52	37	42	44	33	48	45
Notation carte	X3	X3	X4	X5	X6	X6	X6	X7	X8	X8a	X10	X3
SiO ₂	63,15	74,53	60,16	58,98	59,68	63,43	58,93	59,60	62,03	66,03	63,52	73,47
Al ₂ O ₃	15,71	15,44	16,64	19,12	18,54	15,88	21,03	19,81	15,97	15,49	19,91	14,10
Fe ₂ O ₃ T	6,53	0,79	6,50	7,42	6,23	3,25	5,45	5,63	6,22	5,03	6,16	0,76
MnO	0,07	0,10	0,08	0,10	0,06	0,04	0,03	0,03	0,04	0,03	0,02	0,06
MgO	1,47	0,40	2,48	2,83	2,57	1,70	1,82	1,58	2,11	2,07	1,22	0,00
CaO	2,69	0,40	0,73	1,02	0,98	0,00	0,67	0,00	0,41	0,27	0,00	0,90
Na ₂ O	3,20	3,84	4,68	1,81	1,55	0,15	2,23	0,91	1,49	2,51	0,44	3,49
K ₂ O	3,59	3,96	4,14	3,85	4,75	3,81	4,45	4,34	3,94	2,79	4,15	5,08
TiO ₂	1,04	0,08	1,03	1,00	0,81	0,91	1,05	1,36	0,70	0,86	1,27	0,00
PF	1,09	1,03	2,06	2,43	3,65	9,68	3,50	5,56	5,60	3,53	3,91	1,10
Ba	0915	0089	0836	0844	0736	4015	0735	0932	1045	0537	0543	0099
Co	0010	0049	0010	0054	0022	0024	0010	0015	0010	0015	0023	<0010
Cr	0043	0012	0099	0141	0094	0138	0094	0123	0108	0091	0098	0016
Cu	0011	0010	0017	0034	0026	0058	0027	0033	0030	0016	0011	<0010
Ni	0015	0010	0011	0024	0040	0021	0023	0031	0019	0012	0036	<0010
Sr	0173	0049	0159	0166	0142	0082	0168	0061	0121	0088	0104	0063
V	0060	<0010	0129	0112	0127	0436	0127	0168	0142	0018	0163	<0010

(38) : gneiss gris sombre à petits yeux ; (5) : gneiss fin leucocrate (gneiss argentés) ; (39) : gneiss fin ; (1) : micaschiste feldspathique à staurotide ; (32) : gneiss fin, riche en biotite ; (52) : micaschiste graphiteux ; (37) : gneiss fin feldspathique, riche en biotite ; (42) : gneiss fin ocellé ; (44) : métacinérite ; (33) : métacinérite ; (48) : schiste ardoisier ; (45) : gneiss leucocrate (gneiss arg.).

TABLEAU 5. — FORMATIONS DU CAMBRIEN

N° éch.	1083	1079
SiO ₂	57,20	56,20
Al ₂ O ₃	18,55	15,10
Fe ₂ O ₃	0,55	ND
FeO	3,80	5,75
TiO ₂	0,50	0,72
MnO	0,08	0,12
CaO	6,05	7,80
MgO	3,60	5,85
Na ₂ O	6,10	3,65
K ₂ O	0,10	0,45
P ₂ O ₅	0,10	0,14
H ₂ O ⁻	ND	0,05
H ₂ O ⁺	3,40	3,65
S	0,11	0,03

1083 : roche intermédiaire, le Massié Ouest (x = 643.875 ; y = 159.725).

1079 : dolérite s.l., carrière de Taupie (x = 644.650 ; y = 160.150).

BIBLIOGRAPHIE

- ALBARÈDE F. (1976) — Géochronologie comparée par la méthode ³⁹Ar-⁴⁰Ar de deux régions d'histoires post-hercyniennes différentes : la Montagne Noire et les Pyrénées Orientales. Thèse Univ., Paris VII.
- ALBERT D., ALBERT R. (1967) — Contribution à l'étude du volcanisme de la région de Bédarieux (Hérault). D.E.S., Orsay.
- ALLÈGRE C.-J. (1962) — Contribution à l'étude géologique du Lodévois. D.E.S., Paris, inédit.
- ALSAC C., DONNOT M. (1978) — Le volcanisme cambrien de l'unité de Brusque dans les monts de l'Est de Lacaune (Tarn, Aveyron, Hérault, France). Résumé des principaux résultats scientifiques et techniques du Service géologique national pour 1978. Suppl. au *Bull. du B.R.G.M.*
- ARTHAUD F. (1964) — Étude structurale de la terminaison occidentale des Monts de Faugères (Montagne Noire). *Bull. Serv. Carte géol. Fr.*, 277, LX, p. 133-145.
- ARTHAUD F. (1966) — Sur les relations entre les linéations et les structures hercyniennes du versant sud de la Montagne Noire. *C.R. somm. Soc. géol. Fr.*, p. 18-19.
- ARTHAUD F. (1969) — Un exemple de relations entre l'éirement dans la dispersion des linéations et la courbure des axes de plis : la virgation des plis couchés hercyniens du versant sud de la Montagne Noire. *Rev. Géol. phys. Géol. dyn.*, (2), XI, p. 523-531.

- ARTHAUD F. (1970) — Études tectonique et microtectonique comparées de deux domaines hercyniens : les nappes de la Montagne Noire (France) et l'anticlinorium de l'Iglesients (Sardaigne). Style des déformations successives, notion de sous-faciès, de faciès et de profils tectoniques. Thèse Sciences, Montpellier, *Pub. Univ. Sci. et Techn. Languedoc* (USTELA), série Géol. struct., 1, 175 p.
- ARTHAUD F., MATTAUER M., PROUST F. (1966) — La structure et la microstructure des nappes hercyniennes de la Montagne Noire. In « Etages tectoniques », Coll. Neuchâtel, Suisse, p. 229-241.
- ARTHAUD F., MATTAUER M., PROUST F. (1967) — A propos des nappes de style pennique de la zone axiale de la Montagne Noire. Observations à une note récente de F. Ellenberger ; et réponse de F. Ellenberger. *C.R. somm. Soc. géol. Fr.*, p. 326-329.
- AUBAGUE M. (1967) — Le Trias du Lodévois et de la haute vallée de l'Orb (Hérault). Essai de synthèse stratigraphique. *Bull. B.R.G.M.*, p. 42-60.
- AUBAGUE M., ORGEVAL J.-J., SOULIÉ M. (1977) — Les gîtes minéraux de la terminaison méridionale du Massif Central et de sa bordure languedocienne. *Bull. B.R.G.M.*, (2), II, 3.
- AUTRAN A., PETERLONGO J.-M., GROLIER J. et coll. (1980) — In Massif Central : II, le socle antémésozoïque. Géologie de l'Europe, t. 1 : France, Belgique, Luxembourg. Dunod éd., Paris, p. 24-81.
- AVIAS J., GONORD H., LEMPERRIÈRE P., MATTEI J., THALER L. (1966) — Itinéraire géologique dans le Languedoc. Excursion des universités de Dijon, Lyon, Marseille, Montpellier, Toulouse, offset, 93 p.
- BARD J.-P. (1978) — Une nouvelle interprétation sur l'origine et l'âge relatif des gneiss ceillés de la zone axiale de la Montagne Noire et ses conséquences tectoniques. *C.R. Acad. Sci.*, Paris, D, 287, p. 65-68.
- BARD J.-P. (1979) — Existence d'une série granulitique alcaline d'âge paléozoïque inférieur dans la zone axiale de la Montagne Noire (Massif Central français). *C.R. Acad. Sci.*, Paris, D, 288, p. 4.
- BARD J.-P., LOUEYIT G. (1978) — Sur l'évolution structurale métamorphique et magmatique du massif hercynien de l'Espinouse. Zone axiale de la Montagne Noire (Massif Central français). *Bull. Soc. géol. Fr.*, (7), XX, p. 751-772.
- BARD J.-P., RAMBELOSON R. (1973) — Métamorphisme plurifacial et sens de variation géothermique durant la tectogenèse polyphasée hercynienne dans la partie orientale de la zone axiale de la Montagne Noire (Massif du Caroux, Sud du Massif Central français). *Bull. Soc. géol. Fr.*, (7), 5-6, p. 579-586.
- BECQ-GIRAUDON J.-F. (1972) — Contribution à l'étude géologique du bassin houiller de Graissessac (Hérault). Thèse 3^e cycle, Orsay, inédit, 66 p., 1 carte h.-t.

- BERGERON J. (1888-1889) — Étude géologique du massif ancien situé au Sud du Massif Central. Thèse, Paris, *Ann. Soc. géol.*, XXVV.
- BERGERON J. (1899) — Étude des terrains paléozoïques et de la tectonique de la Montagne Noire. *Bull. Soc. géol. Fr.*, (3), 27, p. 617-678.
- BERNET ROLLANDE M.-C. (1972) — Étude stratigraphique du Rhétien du Sud-Est de la France. Thèse Sciences, Orsay, 1972 et Masson éd., Paris.
- BLAYAC J., MICHEL LÉVY A., THORAL A. (1933) — Sur un conglomérat de base dans le Cambrien des monts de Lacaune et sur l'âge antécambrien des formations granitiques du Mendic près de Graissessac (Hérault). *C.R. Acad. Sci.*, Paris, CXVIII, p. 489.
- BOGDANOFF S. (1973) — Contribution à l'étude géologique de l'extrémité orientale de la zone axiale granito-gneissique de la Montagne Noire. *Bull. B.R.G.M.*, (2), 1, p. 1-28.
- BOGDANOFF S., COLLOMB P., ELLENBERGER F. (1967) — Métamorphisme et « effets de couverture » dans la zone axiale de la Montagne Noire (Espinouse et Caroux, Hérault). *C.R. somm. Soc. géol. Fr.*, p. 223-224.
- BOITEAU A. (1978) — Données nouvelles sur les schistes X de l'Unité du Mendic. Résumé des travaux scientifiques du B.R.G.M., p. 19-20.
- BOYER F. (1960) — Sur la paléogéographie primaire du versant sud de la Montagne Noire. *C.R. Acad. Sci.*, Paris, D, 250, p. 3347-3349.
- BOYER F., ROUTHIER P. (1974) — Extension régionale de couches à scheelite dans la couverture métamorphique de la zone axiale de la Montagne Noire. *C.R. Acad. Sci.*, Paris, D, 279, p. 1829.
- BRUNEL M. (1972) — Étude de la tectonique hercynienne polyphasée dans le massif granitique préhercynien du Mendic et son enveloppe sédimentaire : versant nord de la Montagne Noire (Massif Central français). Thèse 3^e cycle, Montpellier, 82 p., 1 carte h.t.
- BRUNEL M. (1974) — La phase hercynienne majeure dans le versant nord de la Montagne Noire (Est de Lacaune, Massif Central français). Bibliographie importante.
- CALVET J. (1964) — Contribution à l'étude géologique des monts de Saint-Gervais. D.E.S., Montpellier.
- CARPENA J. (1980) — Ages plateaux par la méthode des traces de fission dans la Montagne Noire (Massif Central) : leur place dans l'histoire géologique du Languedoc. Thèse 3^e cycle, U.S.T.L., Montpellier.
- CHAUBET M.-C. (1937) — Contribution à l'étude géologique du Gothlandien du versant méridional de la Montagne Noire. Labo. géol., Montpellier.
- COBBOLD E.S. (1931) — Le genre *Olenopsis* en France. *Bull. Soc. géol. Fr.*, (5), 1, p. 561-571.

- COHEN M. (1975) — Sur la présence d'une enclave ultrabasique d'origine profonde probable dans les gneiss du Caroux (zone axiale, Montagne Noire, France). *C.R. Acad. Sci.*, Paris, série D, 280, p. 537-540.
- COLCHEN M. (1975) — Étude géologique de la Montagne Noire méridionale. D.E.S., Paris, inédit.
- COLLOT B. (1980-81) — Les filons aplito-pegmatitiques du massif du Caroux (Montagne Noire) : géométrie déformation et mécanismes de mise en place. *Bull. B.R.G.M.*, 1, 4, p. 257-268.
- COMBES P.-J. (1973) — Étude géologique sur les conditions de mise en place d'une bauxite allochtone à substratum carbonaté : le gisement de Bédarieux. *ICSOBA*, Nice, p. 89-108.
- COURTESOLE R. (1967) — Contribution à la connaissance de la paléontologie et de la stratigraphie du Cambrien moyen de la Montagne Noire (versant méridional). *Bull. Soc. Hist. nat. Toulouse*, 108/3-4, p. 491-526.
- COURTESOLE R. (1973) — Le Cambrien moyen de la Montagne Noire. Biostratigraphie. C.A.E.R.N., Toulouse.
- COURTESOLE R. (1979) — Contribution à la connaissance du Paléozoïque de la Montagne Noire. *Bull. Soc. d'Études scient. de l'Aude*, LXXIX.
- DELFOUR J. (1957) — Étude géologique et métallogénique, des monts de Saint-Gervais (Hérault). D.E.S., Paris, inédit.
- DEBAT P. (1974) — Essai sur la déformation des gneiss de la Montagne Noire. Thèse Sciences, Toulouse, 1974.
- DEMANGE M. (1982) — Étude géologique du Massif de l'Agout (Montagne Noire, France). Thèse Sciences, Paris, 1982, bibliographie importante.
- DERAMOND J., SOULA J.-C. (1971) — Origine de la structure œillée des gneiss de la Montagne Noire occidentale. *C.R. Acad. Sci.*, Paris, D, 272, p. 2
- DONNOT M., GUÉRANGÉ B. (1978) — Le synclinal de Brusque. Implications stratigraphiques et structurales dans les monts de l'Est de Lacaune (Tarn, Aveyron, Hérault), versant nord de la Montagne Noire. *Bull. B.R.G.M.*, (2), 1, p. 333-363.
- DONNOT M. *et al.* (1982) — Les minéralisations polymétalliques Cu, Pb, Zn du Paléozoïque français. Synthèse des résultats et travaux effectués dans les Pyrénées et les monts à l'Est de Lacaune. Action Rech. et Dével. de la C.E.E., rapport B.R.G.M. 82 SGN 840 GMX, 94 p., annexes.
- DREYFUSS M. (1948) — Contribution à l'étude géologique et paléontologique de l'Ordovicien supérieur de la Montagne Noire. *Mém. Soc. géol. Fr.*, p. 58.

- ELLENBERGER F. (1967) — Replis des micaschistes et tectonique d'infrastructure au sein du massif gneissique du Caroux (zone axiale de la Montagne Noire). *C.R. somm. Soc. géol. Fr.*, 6, p. 226-227.
- ELLENBERGER F. (1980) — Le Paléozoïque au Sud du Massif Central : Montagne Noire et massif du Mouthoumet. *In* : la chaîne des Pyrénées et son avant-pays aquitainien (M. Durand-Delga, coordinateur). 26^e Congr. géol. inter., Paris, Géologie de l'Europe : France, Belgique, Luxembourg, Dunod éd., p. 204-211 et *Bull. Centre rech. Pau*, 3, 1980.
- ELLENBERGER F., SANTARELLI N. (1974) — Les « Schistes x » de la Montagne Noire orientale : distinction d'unités lithostratigraphiques et conséquences tectoniques. *C.R. Acad. Sci.*, Paris, série D, 278, p. 2409-2412.
- ELLOY R. (1956) — Étude géologique et métallogénique de la partie septentrionale du Massif du Mendic (Hérault). D.E.S., Paris, inéd.
- ENGEL W., FEIST R., FRANKE W. (1980/81) — Le Carbonifère antéstéphanien de la Montagne Noire, rapports entre mise en place des nappes et sédimentation. *Bull. B.R.G.M.*, 1, 4.
- FEIST R., SCHONLAUB H.P. (1973) — Le passage Silurien—Ordovicien de la Montagne Noire orientale. *C.R. Acad. Sci.*, Paris, 276, 8.
- FOURNIER-VINAS C., DONNOT M. (1977) — Présence d'Acritarches dans l'Ordovicien inférieur et le Cambrien des monts de l'Est de Lacaune (Aveyron), versant nord de la Montagne Noire. *Bull. B.R.G.M.*, II, 2, p. 121-129.
- FRICAUD L. (1981) — Utilisation des nodules de quartz sillimanite comme marqueurs de la déformation finie. Application à la déformation du Caroux et des monts de l'Espinouse, Montagne Noire. D.E.A., Tectonophysique, Orsay.
- GAERTNER H.R. von, ANGEL F. (1937) — Montagne Noire und Massif von Mouthoumet als teile des südwesteuropaischen Variskums. *Beitr. Geol. West. Mediterr. Abhandlugen Ges. Wiss. Göttingen, Berlin*. III, 17.
- GARRIC J. (1965) — L'uranium dans le Carbonifère et le Permien de l'Hérault. *In* « Les minerais uranifères français », 3, 2, PUF éd., p. 149.
- GASTAUD J., FÉRAUD G., CAMPREDON R. (1980) — Données structurales et géochronologiques préliminaires sur le volcanisme filonien de l'Escandorgue et du Bassin de Lodève. 8^e Réunion. ann. Sci. de la Terre, Marseille, p. 161.
- GÈZE B. (1949) — Étude géologique de la Montagne Noire et des Cévennes méridionales. *Mém. Soc. géol. Fr.*, 62.
- GILLOT P.-Y. (1974) — Chronométrie par la méthode potassium-argon des laves des Causses et du bas Languedoc. Interprétations. Thèse 3^e cycle, Orsay.

- GILLOT P.-Y., BELLON H., PANTALONI A. (1972) — Chronométrie de quelques intrusions volcaniques du Sud du plateau du Larzac. *C.R. Acad. Sci., Paris, D*, 2/4, p. 2855-2858.
- GONORD H. (1966) — Contribution à l'étude des gîtes minéraux de la terminaison est de la Montagne Noire. Thèse 3^e cycle, Montpellier.
- HAMET J. (1974) — Résultats chronologiques sur la Montagne Noire. Intern. meeting for geochr., cosmochr. and isotope geol., Paris, 1974.
- HAMET J. (1975) — Étude systématique par la méthode $87\text{Rb}/87\text{Sr}$ des processus orogéniques : exemple de la Montagne Noire. Thèse Sciences, Paris VII.
- HAMET J., ALLÈGRE C.-J. (1972) — Age des orthogneiss de la zone axiale de la Montagne Noire (France) par la méthode $87\text{Rb}/87\text{Sr}$. *Cont. Miner. Petrol.*, 34, p. 251-257.
- HAMET J., ALLÈGRE C.-J. (1973) — Datation $87\text{Rb}/87\text{Sr}$ du massif granitique du Mendic et des porphyroïdes à l'Est de la Montagne Noire. Un exemple de relation entre pluton et volcans. *Cont. Mineral. Petrol.*, 38, p. 291-298.
- HAMET J., ALLÈGRE C.-J. (1976) — Hercynian orogeny in the Montagne Noire (France). Application of Rb-Sr systematics. *Geol. Soc. of Am. Bull.*, 87, 10, p. 1429-1442.
- HOSSIE G. (1976) — Métamorphisme et déformation dans les gorges d'Héric. D.E.A., Montpellier.
- ILDEFONSE J.-P. (1970) — Contribution à l'étude du volcanisme de l'Escandorgue (Hérault) et de ses enclaves. Thèse 3^e cycle, Orsay.
- KREULEN R., SCHUILING R.D. (1982) — $\text{N}_2\text{-CH}_4\text{-CO}_2$ fluids during formation of the Dôme de l'Agout, France. *Geochr. Cosmoch. Acta*, 46/2, p. 193-203.
- LAPPARENT J. de (1909) — Étude comparative de quelques porphyroïdes françaises. *Bull. Soc. fse Minéral.*, vol. XXXII, p. 174.
- LA ROCHE H. de (1966) — Sur l'usage du concept d'association minérale dans l'étude chimique des roches : modèles chimiques statistiques, représentations graphiques, classifications chimico-minéralogiques. *C.R. Acad. Sci., Paris, D*, 262, p. 1665-1668.
- LA ROCHE H. de (1968) — Comportement géochimique différentiel de Na, K et Al dans les formations volcaniques et sédimentaires : un guide pour l'étude des formations métamorphiques et plutoniques. *C.R. Acad. Sci., D*, 267, p. 39-42.
- LA ROCHE H. de (1972) — Revue sommaire de quelques diagrammes chimico-minéralogiques pour l'étude des associations ignées ou sédimentaires et de leurs dérivés métamorphiques. *Sci. de la Terre, Fr.*, 17, 1-2, p. 31-46.

- LATOUCHE L. (1968) — Contribution à l'étude géologique des monts de Saint-Gervais (Hérault). Thèse 3^e cycle, Orsay, 78 p., 30 pl. h.-t., 2 cartes h.t., inédit.
- LATOUCHE L. (1969) — Existence d'un métamorphisme post-stéphanien dans le bassin de Graissessac et dans la partie nord de la zone axiale de la Montagne Noire (Hérault). *C.R. somm. Soc. géol. Fr.*, 3, p. 94.
- LOUIS J. (1954) — Tectonique des bassins houillers de la bordure orientale du Massif Central. Thèse Lyon, Alemyer éd., 173 p.
- MARTIN R. (1975) — Le Trias et les minéralisations dans le bassin de Bédarieux (Hérault). Thèse 3^e cycle, Montpellier, 100 p., 4 cartes h.t.
- MATTAUER M., PROUST F. (1963) — Sur le déversement vers le Sud et le style tectonique en têtes plongeantes des structures hercyniennes du versant sud de la Montagne Noire. *C.R. Acad. Sci., Paris, série D*, 257, p. 3967-3970.
- MICHEL-LÉVY A. (1932) — Existence de formations antécambriennes dans la Montagne Noire. *C.R. Acad. Sci., Paris, (D)*, 194, p. 1466-1468.
- PELLECUER J.-M. (1966) — Contribution à l'étude géologique du bassin de Bédarieux. D.E.S., Montpellier.
- PINNA P., PRUNAC M. (1976) — Sur la distinction d'unités tangentielles nouvelles dans les monts de Faugères, versant sud de la Montagne Noire (feuille à 1/50 000 Bédarieux). *Bull. B.R.G.M., 2^e sér.*, 1, 3, p. 239-246.
- RAMBELOSON R. (1973) — Tectonique, microtectonique et métamorphisme dans le massif gneissique du Caroux et son enveloppe micaschisteuse. Thèse de spécialité, Montpellier, 82 p., 44 fig., 8 pl.
- REILLE J.-L. (1978) — Mise en évidence de formation hypovolcanique cambrienne parmi les orthogneiss hercyniens de la zone axiale de la Montagne Noire d'après l'étude des populations des zircons. *C.R. Acad. Sci., Paris, D*, 287, p. 6.
- ROBERT M.-F. (1960) — Étude structurale de l'axe cristallin de la Montagne Noire entre le méridien de Douch et celui de Cambon sur Agout. D.E.S., Paris.
- ROLET J. (1973) — Contribution à l'étude géologique des monts de l'Est de Lacaune. Autochtone du Mendic et écaïlle de Marcou (Montagne Noire, France). Thèse 3^e cycle, Orsay, 101 p., 2 cartes h.-t.
- ROQUEFORT C. (1932) — Le Lias et le Jurassique de la région de Bédarieux. *Bull. Soc. Hist. nat. Béziers*, 36, p. 59.
- ROQUES M. (1941) — Les schistes cristallins de la partie sud-ouest du Massif Central français. *Mém. Expl. Carte géol. Fr.*, 527 p.

- ROQUES M., VACHETTE M. (1970) — Ages au strontium sur roches totales des migmatites de la zone axiale de la Montagne Noire et du massif de granite du Mendic (Massif Central français). *C.R. Acad. Sci.*, Paris, série D, 270, p. 275-278.
- ROUCHY J.-M. (1973) — Étude géologique et métallogénique de la haute vallée de l'Orb. Relations socle-couverture. Problèmes de silicifications et de minéralisations barytiques. Thèse 3^e cycle, Paris.
- ROUCHY J.-M. (1975) — Sur l'âge des remplissages barytiques de paléokarsts dans les dolomies cambriennes de la haute vallée de l'Orb (versant septentrional de la Montagne Noire, Hérault). *C.R. Acad. Sci.*, Paris, D, 277, p. 8.
- SAGON J.-P. (1980) — Minéralogie des schistes ordoviciens du versant sud de la Montagne Noire. Comparaison avec les schistes x et avec les schistes ordoviciens du Massif armoricain. *Bull. Soc. géol. et minéral. Bretagne*, C, XII/1.
- SALLÈLES A. (1957) — L'âge des basaltes de Saint-Thibéry (Hérault). *C.R. somm. Soc. géol. Fr.*, 9, p. 162.
- SALZE C. (1976) — Contribution à l'étude du volcanisme du Sud de la France. Bassin du Salagou (Hérault). Thèse 3^e cycle, Orsay.
- SARRET M. (1960) — Études structurales de l'axe cristallin de la Montagne Noire, terminaison est. D.E.S., Paris.
- SCHUILING R.-D. (1960) — Le dôme gneissique de l'Agoût (Tarn et Hérault). *Mém. Soc. géol. Fr.*, h.s. 39, 91, 59 p.
- SCHUILING R.D., WIDT J. de (1962) — Sur la genèse du dôme gneissique de l'Agoût (Tarn et Hérault). *Geol. en Mijnbouw*, Jg. 41, p. 321-326.
- SERVAT E. (1951) — Étude géologique du fossé de Bédarieux, bordure occidentale. D.E.S., Montpellier.
- SPERBER F. (1963) — Série stratigraphique du Trias de Lodève. *Mém. B.R.G.M.* n° 15, p. 12-43.
- THOMPSON P.H., BARD J.-P. (1982) — Isograds and mineral assemblages in the eastern axial zone Montagne Noire. Implications for temperature gradient and P-T history. *Can. J. of Earth Sci.*, 19/1, 1982.
- THORAL M. (1933) — Révision de la feuille de Bédarieux au 80 000^e. *Bull. Serv. Carte géol. Fr.*, XXXVI, 157, p. 76-81 (150-155).
- THORAL M. (1935) — Contribution à l'étude géologique des monts de Lacaune et des terrains cambriens et ordoviciens de la Montagne Noire. *Bull. Serv. Carte géol. Fr.*, 38, 192, 307 p.
- VACHETTE M. (1967) — Étude géochronologique de la Montagne Noire dans le Massif Central français. *Ann. Fac. Sci. Univ. Clermont-Ferrand*, Géol. min., 36, p. 16.

VERNAY P. (1982) — Contribution à l'étude tectonique et microtectonique du métallotecte fractures tardi-hercyniennes dans le cas de filons de la Montagne Noire. Thèse 3^e cycle, Montpellier.

VINCENT P. (1953) — Étude géologique de la région orientale du Bassin de Bédarieux et de ses bauxites. D.E.S., Paris.

Réunion extraordinaire de la Société géologique de France sur le versant méridional de la Montagne Noire. *Bull. Soc. géol. Fr.*, (3) XXVII, 1899, p. 6.

Réunion extraordinaire de la Société géologique de France dans la Montagne Noire. *C.R. somm. Soc. géol. Fr.*, 1930, p. 349-371.

26^e Congrès géologique international, 1980, Paris : Excursion 010 A « Évolution structurale métamorphique et magmatique du socle anté-permien dans le Massif Central (AUTRAN et MATTE) ; Excursion 011A « Le Massif Central français ; structure et histoire géologiques (PETER-LONGO et GROLIER).

Carte géologique de la France à 1/80 000

Feuille *Bédarieux* :

1^{re} édition (1900), par J. BERGERON, R. NICKLÈS, Ch. DEPÉRET.

2^e édition (1936), par A. MICHEL-LÉVY, M. THORAL, J. BLAYAC, F. DAGUIN, H. TERMIER, R. BÖHM, C. ROQUEFORT, D. SCHNEEGANS.

3^e édition (1971), coordination par B. GÉZE.

Carte des gîtes minéraux de la France à 1/500 000

Feuille *Marseille* (1980), coordination par J. MÉLOUX.

DOCUMENTS ET COLLECTIONS CONSULTABLES

La Banque des données du sous-sol du B.R.G.M. détient l'inventaire des sondages et autres travaux souterrains exécutés dans le périmètre de la feuille et archive régulièrement les nouveaux travaux. Les documents peuvent être consultés :

- pour le département de l'Hérault, au S.G.R. Languedoc-Roussillon, 1039, rue de Pinville, 34000 Montpellier ;
- pour les départements du Tarn et de l'Aveyron, au S.G.R. Midi-Pyrénées, avenue Pierre-Georges-Latécoère, 31400 Toulouse ;
- ou encore au B.R.G.M., 191, rue de Vaugirard, 75015 Paris.

AUTEURS DE LA NOTICE

Notice coordonnée par S. BOGDANOFF, M. DONNOT et F. ELLENBERGER.

La rédaction des différentes parties constitutives a été faite par :

- F. ELLENBERGER et S. BOGDANOFF pour la zone axiale, la tectonique, le métamorphisme de celle-ci et de ses enveloppes.

- F. ELLENBERGER, S. BOGDANOFF et J.-M. QUENARDEL pour l'enveloppe orientale de la zone axiale.
- J.-M. QUÉNARDEL, F. ELLENBERGER et M. JULIEN-COHEN pour la géochimie.
- F. ELLENBERGER pour la bordure sud de la zone axiale, les formations permienes, triasiques, jurassiques et quaternaires.
- M. DONNOT pour le granite du Mendic, les formations primaires du Nord de la zone axiale et leur tectonique.
- P. PINNA et M. PRUNAC pour les nappes du versant sud de la zone axiale (Dévonien et Carbonifère).
- J.-F. BECQ-GIRAUDON pour le bassin houiller de Graissessac.
- P. FREYTET pour les terrains sédimentaires néocrétacés et tertiaires, la végétation.
- M. LIOTARD et J.-P. ILDEFONSE pour le volcanisme fini-tertiaire à quaternaire.
- H. PALOC pour l'hydrogéologie.
- A. BAMBIER pour les gîtes minéraux.

Le collationnement des textes et des figures a été réalisé par M. JULIEN-COHEN.

Cette rédaction utilise, de plus, les travaux récents de : A. BOITEAU, A.-M. BOULANGER, M. DEMANGE, P. ELLENBERGER, J. MATTEI, M. SANTARELLI et Y. VEYRET.

ERRATA

Étant donné la complexité extrême de la présente feuille, ses auteurs n'ont pu corriger à temps quelques erreurs matérielles mineures affectant les contours, notations ou figurés.

Schéma structural. — Supprimer les barbelures sur l'accident situé au N du Pujol.

— Erreur de sens de coulissement des failles encadrant la Zone axiale : en réalité, dextre au Nord, senestre au Sud.

— Erreur de couleur pour la « lanière » tectonique (Cambrien) limitrophe du bassin houiller au Nord de l'Espinouse.

Coupe dans la zone axiale. — Réduire fortement le nombre de croix rouges dans la pincée monoclinale de Rosis.

— Figurer un contact anormal au mur de la bande dévonienne d1-6.

Légende. — Ajouter en tête « *et volcanisme récent* » après *Terrains sédimentaires*.

— Dans le haut de la colonne de droite, 2^e cartouche, les faciès 1 et 2 ont été inversés (X₁₁₂ en réalité : schistes siliceux et vice-versa).

Carte. — Le pointillé du figuré x3 manque dans les deux « navettes » tectoniques à l'Est et à l'Ouest de Sainte-Colombe (entre le Pujol et Colombières).

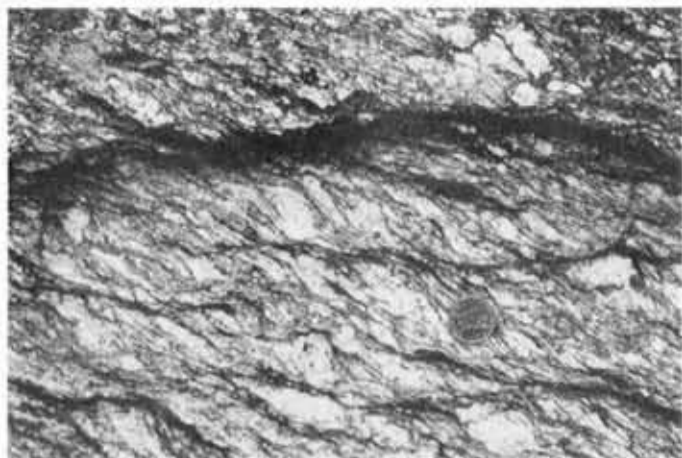
— La bande x6 se termine en biseau contre la navette occidentale.

- Erreurs de raccords sur le plateau de Cabrière (S.SE de Rosis) : la bande de gneiss $\rho \xi$ située immédiatement au Nord du Bosc de Madale se raccorde à celle, verticale, affleurant juste au Nord du refuge de la Fage.
- Le long ruban au sein des schistes x_{10} au Nord de Saint-Gervais est figuré par erreur en bleu (couleur dolomies) ; il s'agit d'un banc siliceux spécial.
- L'affleurement de « blaviérite » figuré dans le terme x_{11} , 1 200 m à l'E.NE de Castanet-le-Bas ne mérite pas ce nom ; il s'agit probablement d'une lentille propre à la formation x_{11} .
- Par contre, la formation coiffant le Mont Agut (cote 1022), à 2 200 m au NE du col du Layrac (658,5—156,2), doit être figurée comme k_2 (blaviérite porphyroïde).
- Le symbole *gypse* devrait figurer sous t_{10} à 800 m au S.SE de Villemagne.
- Les petits affleurements du Trias sur la route Lamalou—Villecelle appartiennent au terme t_1 (non t_6-9).
- Supprimer le trait gras en bordure du basalte dans la région de la Braunhe (le contact anormal est antérieur au volcanisme).
- La notation β manque à côté du filon basaltique, 1 500 m à l'Ouest de Villemagne.
- Une très petite cheminée basaltique existe sur la RN 608, 1 km 200 à l'Ouest d'Hérépian.
- Le cône de colluvions de Mons appartient sans doute plutôt à la formation S.
- Se rapporter au texte concernant l'Autunien pour les erreurs de contours dans la région du Bousquet-d'Orb.
- Le contact anormal majeur séparant les unités de Brusque et de Fayet enferme les calcaires k_{2a} et limite au Nord les schistes noirs k_{2b1} ; l'accident à barbelures (erreur), situé plus au Sud, est mineur (Lardenas).
- Le chevauchement qui sépare les unités du Mendic et de Mélagues s'incurve vraisemblablement à l'Ouest de Saint-Geniès-de-Varensal en raison de la présence d'alternances typiques (k_{1-2}), sub-verticales, visibles au Péras, puis au Pont de la Mouline et à Puech Grisou.

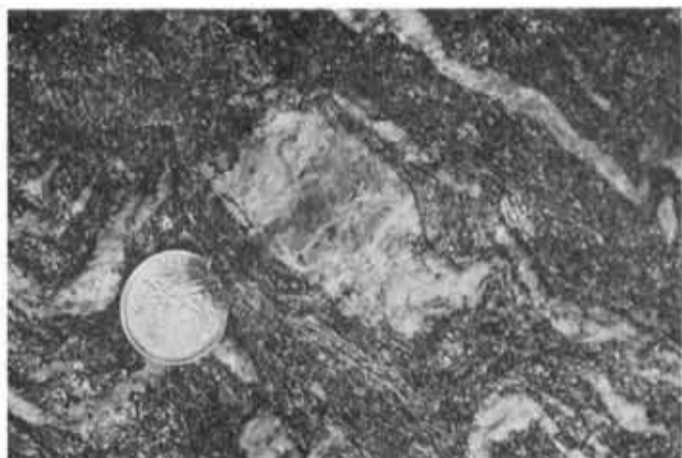
Planche II. — Photo 7 : remplacer « phase 2 ou 3 » par « phase Caisse-nole—Villecelle = CV.

PLANCHE III

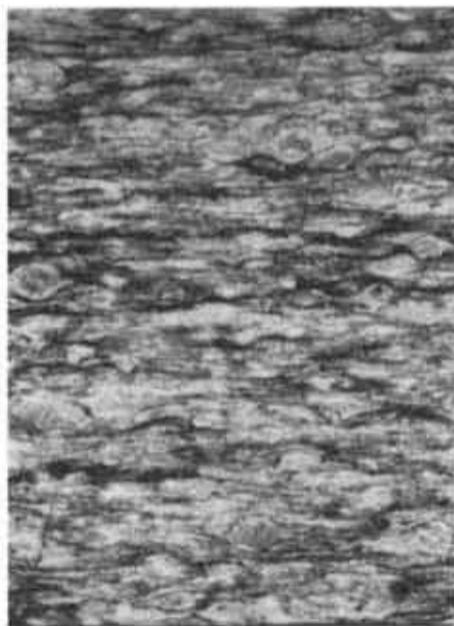
DÉFORMATIONS DANS LES GNEISS



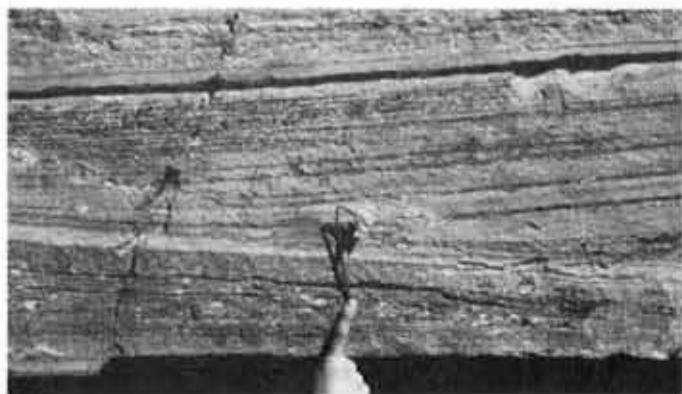
9 – Gorges d'Héric : zone de cisaillement dans la formation des Gneiss à gros yeux. Pendage 60° au 135 (vue vers l'Est).



10 – Blastomylonite de granite porphyroïde à relique de feldspath potassique. Gorges d'Héric. Le plissement visible est celui de la phase 4 (Rosis). Gneiss (ζ).



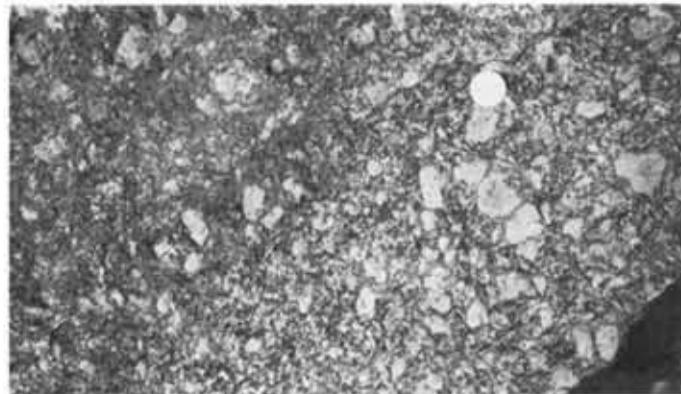
11 – Blastomylonite: gneiss leucocrates massifs (1 dans x3), (Ouest de Mons).



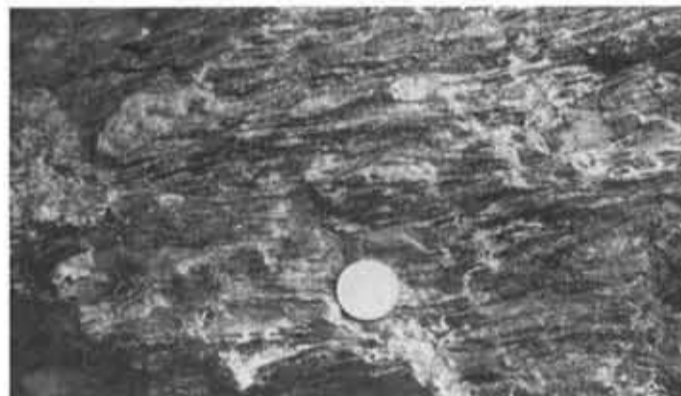
12 – Zone de cisaillement dans les gneiss leucocrates à petits yeux (Mur de Cabrière), montrant un plan de cisaillement sub-horizontale.

PLANCHE IV

FACIÈS DANS LES GNEISS DU DÔME



13 – L tectonite vue perpendiculairement à l'allongement (ζ) (dôme du Caroux).



14 – L tectonite vue dans le sens de l'allongement (ζ) (dôme du Caroux).



15 – Gneiss œillés migmatitiques (ζ) (dôme du Caroux).



16 – Gneiss œillés migmatitiques (ζ) (dôme du Caroux).



17 – Nodules de quartz-sillimanite dans les Gneiss du Caroux (ζ).

PLANCHE I



1 – Discordance du Trias inférieur gréseux horizontal (t2) sur le Précambrien (?) à Cambrien inférieur gréseux, schistose (k1) à pendage très redressé (Nord de Villemagne, pont de la Gure).



2 – Dyke basaltique quaternaire (β) recoupant les bauxites (Al) (Bédarieux).



3 – Retombée septentrionale du dôme du Caroux. Vue vers l'Est-Sud-Est depuis la table d'orientation, Vallée de l'Orb et unités paléozoïques du versant sud.



4 – Lentille d'amphibolite dans une passée de gneiss fins plagioclasiques (z1), fenêtre de Tirecos (vue vers l'Ouest-Nord-Ouest).

PLANCHE II

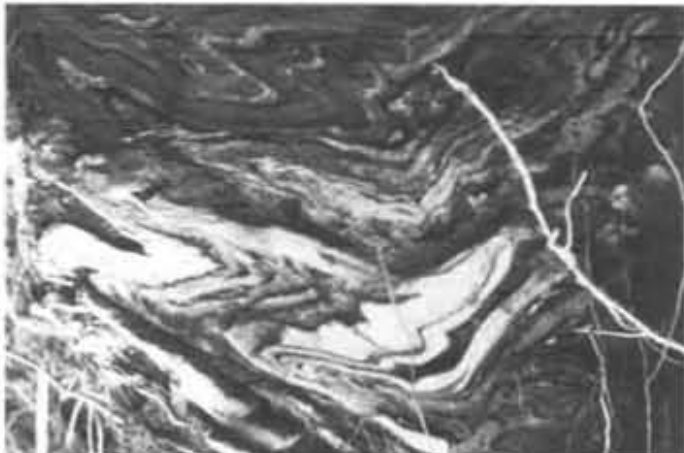
DÉFORMATIONS DANS LES FORMATIONS DE COUVERTURE



5 – Plis de phase 4 (Rosis) dans les Micaschistes de Sénas-le-Cros (x7) (Nord de Sénas).



6 – Plis à axes verticaux dans la formation "Micaschistes-gneiss fins" (x15) (Ouest de Mons, entre les Horts et le prieuré St. Julien).
A.P. : 75 au 250



7 – Plis de phase 2 ou 3 repris par la phase 4 (Rosis), dans des dolomies rubanées (1 dans x6). Très bel affleurement visible en bordure de route D 180 entre le col de Madale et le Logis Neuf.



8 – Zébrures irrégulières de biotite prograde observées dans les Schistes de Margal (oSM).



BÉDARIEUX

La carte géologique à 1/50 000
BÉDARIEUX est recouverte par les coupures suivantes
de la carte géologique de la France à 1/80 000 :
au nord : ST-AFFRIQUE (N° 220)
au sud : BÉDARIEUX (N° 232)

St-Sernin- -s-Rance	Camarès	Le Caylar
Lacaune	BÉDARIEUX	Lodève
St-Pons	St-Chinian	Pézenas